

Université de Sherbrooke



31156008122262

Département de géographie et télédétection
Faculté des lettres et sciences humaines
Université de Sherbrooke

SB
363
C52
2000
G
Thèse

Étude des échanges thermiques pour un verger en situation de refroidissement radiatif

par
Frédéric Chagnon, 1972 -

I-1758

BIBLIOTHÈQUE U.S.

Mémoire présenté pour l'obtention du grade de Maître ès science
(M.Sc.) en géographie

Avril 2000

Composition du jury

Étude des échanges thermiques pour un verger en situation de
refroidissement radiatif

par

Frédéric Chagnon

Ce mémoire a été évalué par un jury composé des personnes
suivantes:

Pr. Hardy Granberg, directeur de recherche
Département de géographie et télédétection

Pr. Alain Royer
Département de géographie et télédétection

Pr. Peter Schuepp
Département des ressources renouvelables, Université McGill

Résumé

Le projet réalisé porte sur l'étude du comportement thermique, dans un verger, pour deux surfaces (herbe courte et résidus d'herbe coupée) possédant des propriétés différentes. L'objectif principal fut de déterminer laquelle des deux surfaces engendre un microclimat plus favorable à la survie des bourgeons en début de saison, lorsque le risque de gel est le plus élevé. Centré sur le phénomène de refroidissement radiatif, la méthodologie préconisée a permis de recueillir une bonne quantité d'observation sur les variations spatiales et temporelles de température dans le couvert végétal. Les données furent recueillies de la mi-juillet à la mi-septembre 1996. Au cours de cette période, une dizaine de journées ont présenté des conditions favorables au refroidissement radiatif de la surface. À travers les résultats obtenus, nous avons principalement observé la capacité du milieu à réduire l'impact du refroidissement de la surface. De plus, dans le contexte de cette expérimentation, on a observé que les deux types de surface ne possédaient pas des propriétés suffisamment différentes pour modifier l'équilibre thermique de façon significative.

Table des matières

Liste des figures	III
Liste des tableaux	VI
Liste des annexes	VII
Liste des symboles utilisés	VIII
Remerciements	X
1. Introduction	1
1.1 Pratiques agricoles dans un verger	2
1.2 Évaluation de l'impact climatique d'un aménagement	4
2. Cadre théorique	8
2.1 Dynamique climatique d'un verger	9
2.2 Exploitation des propriétés du milieu	17
2.3 Hypothèse scientifique	20
2.4 But et objectifs	21
3. Cadre expérimental	23
3.1 Description du site d'étude	23
3.2 Étude des variations spatiales des échanges énergétiques	28
3.2.1 Instrumentation	28
3.2.2 Méthodes d'analyse	35
3.3 Méthodes d'évaluation du bilan d'énergie	36
3.4 Données complémentaires	43
4. Présentation des résultats	45
4.1 Variations spatiales des mesures	45
4.1.1 Profils verticaux de température de l'air	46
4.1.2 Profils de température dans le sol	53
4.1.3 Profils de densité de vapeur d'eau	56
4.1.4 Variations des températures de surface	58
4.2 Résultats du bilan d'énergie	61
5. Discussion	69
5.1 Impact des résidus d'herbe	69

II

5.2 Complexité du milieu et données recueillies	73
5.3 Observations pertinentes	75
6. Conclusion	77
7. Références	79

III

Liste des figures

1	Carte de localisation du site d'étude.	24
2	Conditions climatiques printanières dans la région de Sherbrooke (Environnement Canada, 1995) et température critiques pour le pommier (CPVQ, 1991).	25
3	Localisation des zones d'expérimentation.	26
4	Disposition des instruments du côté sud-ouest d'une rangée de pommiers.	29
5	Disposition des instruments du côté nord-est d'une rangée de pommiers.	30
6	Colonne de ventilation des psychromètres.	32
7	Montage des anémomètres à coupelles.	34
8	Évolution du profil thermique lors d'inversion thermique, en présence de vent catabatique. "a", vers 18:30 ~ 19:00; "b", de 20:00 (1) à 23:00 (2) et 1:00 (3); "c", autour de 3:00.	47
9	Formation de la couche d'air chaude sous le feuillage au cours de la nuit du 17 au 18 août.	48
10	Refroidissement intermittent de l'air sous le feuillage au cours de la nuit du 10 au 11 août.	50
11	Effet de l'incidence des rayons solaires sur la température de l'air près de la surface.	51
12	Étendue quotidienne de la température de la couche d'air	

IV

	allant de la surface à la base du feuillage (exemple du 11 août).	52
13	Amplitudes thermiques dans le sol pour quelques journées; (a) températures minimales et maximales; (b) étendue quotidienne de température en fonction de la profondeur.	54
14	Relation entre le rayonnement solaire incident et les températures à différentes profondeurs dans le sol (exemple du 18 août).	55
15	Comportement général du profil d'humidité de l'air au cours d'une période de 24 heures.	57
16	Températures minimales et amplitudes thermiques pour différentes positions en surface le long d'une rangée de pommiers. Données des 10, 11, 12, 18, 19 et 20 août.	59
17	Comparaison de températures nocturnes en surface des deux sites (exemple du 18 août).	60
18	Bilan d'énergie pour la journée du 2 septembre 1996 pour le site #1.	62
19	Bilan d'énergie pour la journée du 2 septembre 1996 pour le site #2.	63
20	Comparaison de flux radiatifs net du 2 septembre 1996 pour les deux sites. Mesures sous couvert: a, e et f; entre deux arbres: b, sous couvert du côté Sud-Ouest: c; sous couvert dégarni: d.	67
21	Comparaison des flux de chaleur du sol du 2 septembre 1996 calculé pour les deux sites.	68

22	Courbe de réponse thermique de la cartouche en fonction de la différence de potentiel soumise.	94
23	Courbes de température de la sonde et du thermocouple de référence.	96
24	Courbe de l'écart de température entre la sonde et le thermocouple de référence en fonction du temps écoulé à partir du branchement de la sonde.	96
25	Courbe de l'écart de température en fonction du logarithme (base e) du temps écoulé.	97
26	Diagramme de dispersion et droite de régression linéaire de l'écart de température en fonction du logarithme du temps écoulé, pour les données retenues.	98
27	Valeurs de référence de conductivité thermique pour certains types de sol (Oke, 1987), pour les principaux constituants du sol (De Vries, 1963) et valeur calculée pour le sol du verger.	99

VI

Liste des tableaux

1	Bilan d'énergie du 2 septembre 1996 pour le site d'herbe dégagée.	64
2	Bilan d'énergie du 2 septembre 1996 pour le site d'herbe résiduelle.	64
3	Valeurs de conductivité thermique tirés de De Vries (1963) et converties par Farouki (1986).	90
4	Valeurs utilisés pour le calcul de la conductivité thermique.	98
5	Classification des types de temps estivaux en Estrie (Bousquet, 1985).	100
6	Identification des types de temps pour la période du 18 juillet au 12 septembre 1996.	101
7	Nuits avec conditions favorables au refroidissement radiatif.	103

VII

Liste des annexes

1	Quantification de la conductivité thermique	89
2	Classification des conditions nocturnes	100

VIII

Liste des symboles utilisés

Symbole	Signification	Unités
α	Albédo (coefficient de réflexion)	---
β	Rapport de Bowen (Q_H/Q_E)	---
C_a	Capacité de chaleur de l'air	$J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$
γ	Constante psychrométrique	$Pa \cdot K^{-1}$
E	Taux d'évapotranspiration	$kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$
e	Pression de vapeur d'eau	Pa
ϵ	Émissivité	---
g	Accélération gravitationnelle	$m \cdot s^{-2}$
K_{\downarrow}	Rayonnement solaire incident	$W \cdot m^{-2}$
K_{\uparrow}	Rayonnement solaire réfléchi	$W \cdot m^{-2}$
k	Conductivité thermique (s: réfère au sol) Constante de von Karman	$W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$ ---
κ	Diffusivité turbulente de la chaleur (H) ou de l'humidité (V) (H_s pour la chaleur dans le sol)	$m^2 \cdot s^{-1}$
L_{\downarrow}	Contre-rayonnement atmosphérique	$W \cdot m^{-2}$
L_{\uparrow}	Rayonnement thermique de la surface	$W \cdot m^{-2}$
L_v	Chaleur latente de vaporisation de l'air	$J \cdot kg^{-1}$

IX

l	Longueur	m
λ	Longueur d'onde	m
m	Pente d'une droite (régression linéaire)	---
ρ_v	Densité de vapeur d'eau	$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$
Q^*	Bilan net (rayonnement net, bilan radiatif)	$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$
Q_A	Flux de chaleur transporté par advection	$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$
Q_E	Flux de chaleur latente	$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$
Q_G	Flux de chaleur du sol	$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$
Q_H	Flux de chaleur sensible	$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$
ΔQ_S	Stockage de chaleur dans le milieu	$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$
q	Énergie émise par unité de longueur de la source	$\text{W} \cdot \text{m}^{-1}$
R	Résistance électrique	Ω
T	Température (s: sèche, h: humide, la présence d'un chiffre réfère à une position en cm par rapport à un point de référence)	K, ($^{\circ}\text{C}$)
t	Référence de temps	s
u	Vitesse horizontale du vent	$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$
V	Différence de potentiel	v
z	Position verticale	m

Remerciements

La réalisation de ce projet de recherche n'aurait pu se faire sans la collaboration de M. Yvon Tremblay, exploitant du verger Gosselin, là où s'est déroulée l'expérimentation.

Je tiens aussi à remercier Patrick Cliche, ingénieur au Centre d'Applications et de Recherche en Télédétection de l'Université de Sherbrooke, pour son support technique. Sans son intervention, plusieurs instruments auraient été inutilisables. Il ne faudrait pas oublier M. Hardy Granberg, directeur de ce projet de recherche, pour son aide à la planification du projet, de même qu'à l'analyse des données finales. De plus, il m'aura permis d'utiliser quelques-uns de ses appareils d'acquisition de données, appareils dont les frais de location auraient été trop élevés pour le budget de ce projet. Certaines données complémentaires présentées dans le mémoire ont été obtenues grâce à son implication dans différents programmes de recherche, dont CRYSYS (CRYospheric SYStem to monitor change in Canada).

Je remercie aussi, le Centre d'Applications et de Recherche en Télédétection ainsi que la Faculté des Lettres et Sciences Humaines, pour leur support financier au cours de ma première année de rédaction. Pour terminer, je tiens à remercier Alain Royer du CARTEL et Peter Schuepp de l'Université McGill, qui ont procédé à la révision, avec M. Granberg, de ce mémoire.

1. Introduction

On appelle biotope le milieu dans lequel tout être vivant se développe. Il comprend les éléments inorganiques d'un écosystème. On les regroupe habituellement en trois parties, qui sont la lithosphère, l'hydrosphère et l'atmosphère. Parmi ceux-ci, l'atmosphère est caractérisée par des éléments comme l'humidité, la température et le vent. Ces derniers définissent son dynamisme et peuvent nous donner des conditions calmes comme une nuit sans vent et sans nuages ou destructrices comme un orage de grêle.

La climatologie est la science qui étudie l'ensemble des caractéristiques atmosphériques (météorologiques) pour un lieu donné (Parent, 1989). La microclimatologie est une subdivision de cette science qui regroupe les interactions entre la surface de la terre et l'atmosphère à l'intérieur d'un intervalle spatio-temporel de l'ordre de 10^{-2} à 10^3 m et de la seconde à une journée (Oke, 1987). Il est ainsi question de phénomènes se déroulant au cours d'un cycle quotidien avec un impact spatial restreint à la couche limite atmosphérique. Cette couche est caractérisée par un brassage généré par la traînée de friction causée par la rugosité de la surface terrestre et par l'élévation de masses d'air par convection (Oke, 1987).

C'est dans ce domaine de la microclimatologie de la couche limite que se situe le sujet de ce rapport. L'étude entamée à l'automne 1995 a porté sur les conditions climatiques à l'intérieur d'un

verger. Pouvant être aussi considéré comme un milieu forestier, le verger a été étudié pour son rôle agricole. Ainsi, il fut question des échanges thermiques pouvant influencer la croissance des fruits.

1.1 Pratiques agricoles dans un verger

L'implantation et l'exploitation agricole d'un verger comprennent plusieurs opérations visant à améliorer la productivité des pommiers. Il est d'abord recommandé (CPVQ, 1991) de choisir l'emplacement d'un verger en fonction de certaines conditions pédologiques, topographiques et climatiques.

Comme un pommier tolère mal l'excès d'humidité autour de ses racines, les conditions pédologiques recherchées sont celles favorisant un bon drainage. Un excès d'humidité peut causer l'asphyxie des radicelles et retarder l'aoûtement, ce qui rend les pommiers plus sensibles au gel hivernal. Les meilleurs sols seront des loams graveleux et des loams sableux d'une épaisseur minimale de 40 cm. Le bon égouttement du sol permettra aussi un réchauffement plus rapide au printemps.

La topographie du site doit permettre un bon drainage de l'air afin de réduire les dommages par le froid. Un terrain en pente est bon à condition qu'il n'y ait pas de barrières naturelles causées par un boisé au bas de la pente. Les abords du verger devraient être

dégagés pour permettre un ensoleillement rapide le matin et éviter que les arbres dévient à cause d'un manque de lumière. La présence d'une grande quantité d'eau (plan d'eau) est une assurance contre les gels du printemps et de l'automne, parce qu'elle limite l'amplitude thermique jusqu'à une distance de 10 à 12 km selon l'importance de l'étendue d'eau.

Du point de vue climatique, il faut suffisamment de chaleur au cours de l'été pour le mûrissement des fruits, avec un apport d'eau régulier au cours de la saison et un froid constant sans extrême au cours de l'hiver.

En ce qui a trait à l'implantation même du verger, on observe (CPVQ, 1991) que les pommiers nains et semi-nains sont de plus en plus utilisés. Leur mise à fruit est plus précoce, ils ont donc un rendement accru en qualité. Leur durée de production est plus longue, parce qu'ils commencent à produire plus tôt. Ils offrent aussi plus de facilité d'entretien et de cueillette. Les plants sont disposés en rangées orientées, de préférence dans la direction nord-sud; toutefois, à cause des vents dominants ou de la topographie, on peut aussi opter pour une direction est-ouest. Pour ce qui est de la densité de plantation, il faut prévoir un espacement approprié entre les pommiers sur le rang et entre les rangées. À maturité, les pommiers ne doivent ni s'ombrager les uns les autres, ni entraver le passage de la machinerie. De plus, l'engazonnement de la surface est recommandé (CPVQ, 1991), car elle

permet de contrôler l'érosion, elle constitue un apport de matière organique, ainsi qu'une protection contre le froid.

Une fois le verger mis en place, c'est-à-dire pendant la croissance des pommiers, il faut procéder à quelques opérations d'entretien. Une des opérations importantes consiste à tailler les arbres pour favoriser une meilleure croissance des fruits (CPVQ, 1991). L'herbe présente doit être entretenue de deux façons. Premièrement, un fauchage régulier permet, entre autres, de diminuer les pertes en eau du sol attribuables à une évapotranspiration accrue de la surface. Il facilite aussi le travail du personnel. Deuxièmement, l'application d'herbicides au pied des arbres permet de détruire l'herbe au-dessus des racines. L'herbe qui pousse à proximité des racines entre en compétition avec celle-ci pour l'eau et les éléments nutritifs. L'application occasionnelle de fongicides et d'insecticides aura pour effet de réduire les dommages dus aux maladies et insectes ravageurs pouvant s'attaquer aux pommiers.

1.2 Évaluation de l'impact climatique d'un aménagement

L'effet du microclimat sur la production d'un pommier est déjà bien documenté. Les facteurs climatiques tels que les précipitations liquides et l'humidité de l'air sont reconnus pour avoir un effet sur la croissance et la production des arbres fruitiers ainsi que sur le contrôle de la dispersion des maladies et des ravageurs (Huang, 1990). La quantité et la qualité de la lumière reçue sont

aussi importantes à la croissance des arbres fruitiers. Par exemple, le degré d'exposition au soleil de certains cultivars pendant la période de croissance peut affecter les caractéristiques de la pomme, dont sa couleur, sa taille et sa fermeté (Heinicke, 1966; Jackson *et al.*, 1971; Jackson, 1970). On sait aussi que la température des bourgeons est capitale parce que le taux selon lequel les bourgeons se développent vers les fleurs au début du printemps est déterminé, de façon importante, par leur température (Landsberg *et al.*, 1974).

Le rôle de la température s'exprime aussi par le phénomène de gel qui aura un effet crucial sur la survie des bourgeons. Ainsi, Bootsma (1980) a affirmé que la longueur de la période de croissance des cultures sensibles au gel est souvent limitée à la période allant de la dernière gelée meurtrière printanière à la première gelée meurtrière automnale. Jordan et Smith (1995) rapportent que la saison de croissance définie en terme de jours sans gel peut correspondre à une période plus courte que celle requise pour produire les fruits. La raison est que le gel nocturne peut quand même se produire à plusieurs moments au cours de la période de croissance, lorsque les conditions météorologiques sont favorables à un fort refroidissement radiatif de la surface. Ainsi, Hamer (1985) rapporte que, dans certaines régions, le risque de dommages par le gel est tel que les systèmes de protection contre le gel sont utilisés commercialement pour différentes cultures. L'effet de ces systèmes est d'augmenter la température de la masse

d'air dans laquelle se trouvent les bourgeons. Différentes méthodes existent à cet effet. Une de celles-ci consiste à utiliser un système de ventilation permettant une circulation d'air chaud près du sol lors d'inversions thermiques (Renquist, 1985). Une autre nécessite l'utilisation d'un système d'irrigation pour réchauffer l'air par libération de la chaleur latente contenue dans l'eau (Edling *et al.*, 1992). Dans chacune des approches, le transfert de chaleur entre le bourgeon et son environnement est au centre du problème de protection (Hamer, 1983 dans Hamer, 1985).

Comme il en sera question dans le prochain chapitre, il est possible d'influencer le microclimat d'un site en modifiant sa surface. Que ce soit par l'application de substances qui forment une surface avec des propriétés radiatives différentes, ou par la mise en place de toiles ou de résidus d'herbe. La différence apportée dans le comportement thermique et hydrique de la surface aura des répercussions sur tout ce qui l'entoure. Le sol sous-jacent comme le couvert végétal à proximité verront leurs échanges thermiques modifiés favorablement ou non.

L'idée directrice de ce projet est d'évaluer l'impact de l'herbe résiduelle sur la dynamique thermique à la surface du sol d'un verger. En se basant sur les propriétés radiatives et thermiques de l'herbe morte et de l'herbe fraîche, il faut évaluer le comportement thermique près de la surface. Basée sur des fondements théoriques reconnus, qui seront présentés à la prochaine section,

les nouvelles connaissances apportées par ce projet viendront compléter celles déjà acquises par le passé. Ce qui pourrait, à long terme, influencer les pratiques agricoles courantes.

2. Cadre théorique

Les échanges d'énergie, à travers une surface, sont définis par le bilan d'énergie. Oke (1987) résume ces échanges sous trois formes; le rayonnement, la conduction (thermique) et la convection. Le rayonnement est le mode de transfert énergétique qui se fait à l'aide d'ondes électromagnétiques se déplaçant sous la forme de photons. Comme tout phénomène oscillatoire, une onde électromagnétique est caractérisée par sa longueur d'onde (λ). En se basant sur cette caractéristique, on définit deux bandes d'émission. Le rayonnement solaire (K) correspond au rayonnement compris dans l'intervalle de 0,15 à 3,0 μm , et le rayonnement terrestre (L), celui compris dans l'intervalle de 3,0 à 100 μm . La conduction thermique correspond à une transmission de chaleur à l'intérieur d'une substance. Elle est plus efficace dans les solides que dans les liquides et les gaz. La convection, par contre, s'effectue seulement dans les fluides (liquides et gaz). Elle dépend fortement des mouvements du ou des fluides présents (Monteith et Unsworth, 1990).

Dans la formulation du bilan d'énergie, on distingue les flux radiatifs (rayonnement) des flux non radiatifs (conduction et convection), qu'on peut représenter de la façon suivante:

$$Q^* = K_i - K_o + L_i - L_o = Q_H + Q_E + Q_G + Q_A + \Delta Q_S \quad (1)$$

où la partie de gauche correspond au bilan radiatif, la partie du centre aux flux radiatifs et celle de droite aux flux non radiatifs. Ces derniers flux sont; Q_H , chaleur sensible, Q_E , chaleur latente, Q_G , chaleur dans le sol, Q_A , par advection (transport horizontal) et ΔQ_S , stockage dans le milieu (biomasse).

Pour ce projet, la détermination des flux étant secondaire, le flux de chaleur par advection et le stockage de chaleur dans le milieu ont été négligés. Le projet présenté porte essentiellement sur les variations thermiques dans le verger. La température étant une description de l'état énergétique des composants du milieu. En les complétant par des observations sur l'humidité (pression de vapeur d'eau) et la vitesse du vent, on peut avoir une bonne indication de la façon selon laquelle l'énergie est véhiculée. La détermination des flux non-radiatifs permet surtout de faire la comparaison des formes de transfert de chaleur.

2.1 Dynamique climatique d'un verger

Le microclimat d'un milieu naturel est en grande partie contrôlé par les conditions atmosphériques, qui imposent les limites à l'intérieur desquelles il peut se former. Cependant, ce sont les constituants même de ce milieu qui déterminent les échanges énergétiques. La complexité des échanges dépend surtout de la présence d'un couvert végétal. En partie solide et en partie fluide, l'espace qu'il occupe constitue une zone de transition

entre l'atmosphère et la surface du sol. Ainsi, en vertu des propriétés de ses composantes individuelles (c'est-à-dire les feuilles, les branches, etc.), il se comporte comme le sol, absorbant et émettant du rayonnement, évaporant et faisant sa part dans les échanges de chaleur avec l'air environnant, en plus de permettre la circulation de l'air à travers elle (Geiger, 1965).

Par la présence d'arbres, un verger peut facilement être considéré comme un milieu forestier. Cependant, leur disposition en rangées, justifiée plus tôt, présente une alternance entre des bandes d'herbe et de feuillage. Cette particularité fut observée par Jackson (1970), par la détermination des variations spatiales de l'indice de surface foliaire. Ceci nous amène donc à considérer la description théorique de deux milieux distincts, soit une surface d'herbe et une forêt, qui peuvent interagir l'un avec l'autre.

Une surface recouverte d'herbe courte est relativement simple à étudier. Elle ne comporte qu'une mince zone de transition entre un milieu essentiellement solide, le sol, et un milieu fluide, l'atmosphère. Cette zone de transition peut donc être considérée comme la surface par laquelle se font les échanges énergétiques. Son couvert végétal étant très limité, elle n'a pas de protection et se trouve fortement influencée par les conditions météorologiques. Ceci implique qu'elle va présenter de grandes variations thermiques pour une période de temps limité, comme une journée. Ainsi, le comportement thermique près de cette interface,

que ce soit dans le sol ou dans l'air, suivra très fidèlement les conditions d'éclairement solaire le jour et d'humidité atmosphérique la nuit.

À travers la documentation consultée, peu d'auteurs se sont penchés directement sur le microclimat d'une surface d'herbe courte. Ripley et Redman (1976) ont présenté une synthèse des connaissances sur le microclimat d'une prairie. Ils font surtout référence à des études visant à connaître les conditions microclimatiques en complément à des études biologiques. Ohmura et Fuggle (1968) ont établi un bilan d'énergie pour une surface d'herbe; leur étude portait cependant sur la comparaison de différentes méthodes d'estimation des flux convectifs. D'autres études ont aussi porté sur ce type de surface dans le but de valider et d'améliorer les méthodes de bilan d'énergie déjà existantes (Terjung et O'Rourke, 1982a; Holtslag et De Bruin, 1988; Goudriaan, 1989; Duynkerke, 1992) ou d'établir des relations empiriques entre certaines variables climatiques permettant d'estimer les conditions près de la surface (Terjung et O'Rourke, 1982b; Renaud et Singh, 1991). À ces dernières études, peuvent s'ajouter celles de Birch et Treidl (1973), Bootsma (1976), Cellier (1984), Goldsworthy et Shulman (1984), ainsi que Laughlin et Kalma (1987), où il fut question de la corrélation entre différentes variables climatiques et la température minimale atteinte par une surface. Les variables climatiques utilisées furent choisies soit pour leur effet sur le minimum thermique au sol (humidité de l'air, couvert nuageux, rayonnement net, vitesse

du vent, etc.), soit par similitude des variations par rapport à la température de surface (température sous abri, température dans le sol). Les relations observées ont permis la mise au point de modèles de prévision du gel au sol. L'impact de la modification de cette surface sur les conditions microclimatiques fut le sujet de quelques publications et sera présenté plus loin.

Dans sa description du microclimat forestier, Oke (1987) présente les échanges dans le couvert végétal comme la combinaison des échanges des feuilles qui le constitue. Cette approche peut permettre une grande précision dans l'établissement d'un bilan énergétique, à la condition de connaître l'état physique et physiologique des feuilles. Cependant, une définition plus simple de ce milieu peut faciliter les tentatives de modélisation. Le milieu forestier idéal est constitué d'un couvert végétal homogène. Le feuillage est constant, ce qui suppose que les arbres soient rapprochés. On peut alors définir trois surfaces de référence. La surface du sol en constitue une. Les deux autres se trouvent à la base et au sommet du feuillage, correspondant toutes les deux à une limite entre l'air libre et l'air circulant dans le feuillage. Les conditions à la surface du sol résultent des échanges entre le sol et la base du feuillage. L'énergie solaire incidente y est fortement réduite par l'atténuation dans le feuillage.

Le microclimat du milieu forestier a été décrit à quelques occasions (MacHattie et McCormack, 1960; Monteith, 1976a). Ces

descriptions furent générales, quoiqu'elles touchaient à la plupart des transferts de masse et d'énergie qu'on retrouve dans ce milieu. L'étude de MacHattie et McCormack (1960) a surtout servi à établir un lien entre la diversité botanique et les variations de microclimat. L'établissement d'un bilan d'énergie n'est pas indispensable à la compréhension des échanges d'énergie. Cependant, il permet de fixer l'ampleur de ces échanges. Parmi la documentation consultée, les publications de McNaughton et Black (1973) et McCaughey (1989) ont présentés un bilan énergétique réalisé à partir de la méthode du rapport de Bowen (β).

Le rayonnement solaire, qui constitue la base des échanges d'énergie, fut amplement étudié dans le milieu forestier. Son rôle essentiel dans la photosynthèse en fait un élément sujet à compétition entre les plants. Il est donc utile de connaître la distribution du rayonnement solaire à travers un couvert végétal hétérogène comme celui d'une forêt. Gay *et al.* (1971) ont porté leur attention sur la variabilité du rayonnement solaire global (direct et diffus) sur le sol d'une plantation de pin. Reifsnyder *et al.* (1971) ont aussi étudié cette distribution dans une plantation de pin comparativement à une forêt de feuillus. Plus récemment, Pukkala *et al.* (1991) ont procédé à une étude similaire, mais cette fois-ci, prouve que les temps changent, avec une description plus détaillée du couvert étudié et avec une résolution spatiale plus fine que par le passé. De son côté, Federer (1971) a présenté une étude sur l'absorption du rayonnement solaire par le

tronc et les branches d'arbres feuillus durant l'hiver.

La chaleur, principal concept associé aux échanges d'énergie, fut le sujet d'études portant sur les échanges nocturnes (Turrel et Austin, 1965), sur son stockage par la biomasse (Saxton et McCaughey, 1988), ainsi que sur ses variations spatiales (Bergen, 1974).

Élément déterminant pour les échanges convectifs, la circulation d'air dans le milieu forestier fut aussi sujet à publications. L'aérodynamisme étant déjà un domaine complexe, il l'est d'autant plus dans le milieu forestier. On doit donc s'attendre à trouver surtout des publications portant sur la stabilité verticale en rapport avec les échanges de chaleur (Bergen, 1974) ou sur les échanges par advection (Yerg, 1990), en relation avec le milieu.

La mise en commun des mécanismes présents dans ces deux milieux ajoute de nouvelles interactions à l'ensemble. Les conséquences négatives se feront surtout sentir sur les arbres. La présence de zones dégagées de chaque côté des rangées d'arbres va augmenter l'influence des conditions météorologiques sur le feuillage, incluant les fleurs, les bourgeons et les fruits.

Parmi la documentation consultée, la grande majorité portait sur le échanges radiatifs dans un verger. L'établissement d'un bilan radiatif fut réalisé à quelques occasions. Kalma et Stanhill (1969)

ont étudié les variations annuelles et quotidiennes des éléments du bilan radiatif. Ils ont tenu compte des variations des propriétés radiatives. Leurs résultats montrent des échanges plus modérés en-dessous du feuillage qu'au-dessus. Proctor *et al.* (1972) ne se sont occupés que des échanges radiatifs au-dessus du couvert. Ils ont tenu compte des coefficients de réflexion des surfaces composant le verger. Blackburn et Proctor (1984) ont aussi étudié les échanges radiatifs au-dessus des pommiers. Leur but était d'en arriver à une meilleure compréhension des composantes du régime de rayonnement, qui fait fonctionner le système photosynthétique. Leurs données ont été prises sur une année complète, reflétant un bon éventail des conditions climatiques dans un verger.

Comme pour le milieu forestier, la distribution du rayonnement solaire dans le verger fut le sujet de plusieurs publications. L'atténuation ou la transmission de l'intensité du rayonnement solaire global dans le feuillage, fut au centre de quelques études (Looney, 1969; Jackson, 1970; Proctor *et al.*, 1975; Palmer et Jackson, 1977). Suckling *et al.* (1975) ont précisé leurs mesures sur le rayonnement photosynthétiquement actif.

Quelques modèles d'interception du rayonnement solaire direct et diffus ont été mis au point. Charles-Edwards et Thorpe (1976) rapportent la validation d'un modèle d'interception par un plant isolé, appliqué à une rangée d'arbres. Ce modèle tient compte de la géométrie d'un plant et de l'atténuation du rayonnement à travers

le feuillage. Palmer (1977) a utilisé le même modèle de base, avec des modifications dans la géométrie des plants.

Ainsi, on retrouve une bonne quantité d'informations sur les échanges radiatifs. Hélas, peu de publications ont porté sur les échanges convectifs dans le couvert, près du sol. Landsberg *et al.* (1973) ont décrit les interactions entre les arbres et le milieu en tenant compte de diverses observations météorologiques. Ils ont cependant orienté leur travail sur l'environnement atmosphérique.

Comme mentionné en introduction, la température des fleurs et des bourgeons, en début de saison, est cruciale pour la production des pommes. Pendant le bourgeonnement, une température de -4°C peut être dommageable, alors que pendant la floraison, une température de -3°C sera néfaste pour les fleurs (CPVQ, 1991). De plus, on sait que le feuillage d'un arbre, incluant les bourgeons et les fleurs, a un comportement thermique légèrement différent de celui de l'air ambiant. Chacune de ces parties a ses propres interactions avec son entourage. La différence dans le régime thermique des bourgeons et des fleurs par rapport à l'air ambiant va varier selon les conditions météorologiques. Pour une nuit couverte et venteuse ou lors de conditions humides, la différence sera minimale. Lors de journées dégagées et calmes, la température des bourgeons et des fleurs sera considérablement plus élevée que celle de l'air. Elles seront aussi nettement inférieures lors de nuits claires et calmes (Landsberg *et al.*, 1974). La température d'équilibre nocturne des

feuilles est largement contrôlée par la perte de rayonnement thermique vers le ciel et par transfert de chaleur sensible et latente avec l'air. Les échanges radiatifs entre les feuilles et la surface sous-jacente sont moins importantes que les pertes de rayonnement vers le ciel (Leuning, 1988). D'ailleurs, Jordan et Smith (1995) ont trouvé une forte relation linéaire entre la différence de température de l'air et des feuilles et le rayonnement thermique atmosphérique ($L\downarrow$).

Il est difficile de prédire avec précision la température des feuilles d'un arbre. Lors de périodes de refroidissement radiatif, elle sera déterminée par une combinaison de facteurs environnementaux et de morphologie des plants qui affectent l'équilibre des échanges d'énergie (Hamer, 1985; Leuning et Cremer, 1988; Lu *et al.*, 1992).

2.2 Exploitation des propriétés du milieu

L'idée d'amener certaines modifications à un milieu, pour favoriser son développement, n'est pas nouvelle. En milieu forestier, la scarification du sol permet, à court terme, une augmentation de la température de l'air et du sol (Plamondon *et al.*, 1980). On sait aussi qu'une différence dans la densité du couvert végétal fera varier la quantité de rayonnement solaire absorbé (Charles-Edwards et Thorpe, 1976) ainsi que la quantité de rayonnement photosynthétiquement actif (Suckling *et al.*, 1975). Combiné à un

certain espacement des rangées dans un verger, l'élagage va permettre d'y maximiser l'absorption du rayonnement (Blackburn et Proctor, 1984). De plus, en modifiant la réflectivité du sol, on ajoutera un élément de plus pour y rehausser l'absorption d'énergie solaire (Kalma et Fuchs, 1976).

Il existe plusieurs méthodes de prévention des situations de gel radiatif. Blanc (1963 dans Kalma et Fuchs, 1976) les a regroupées en deux catégories: les méthodes actives et les méthodes passives. Les méthodes actives sont des moyens utilisés pour contrer le gel en modifiant les conditions climatiques locales (principalement la température et l'humidité). Les méthodes passives, pour leur part, consistent à choisir le territoire de culture en fonction de caractéristiques géographiques (topographie, microclimat) défavorables au gel radiatif.

Des modifications apportées à la surface d'un verger font varier le bilan radiatif du milieu (Sharrat et Glenn, 1988a). Ces modifications se font généralement par l'ajout de résidus (paille) ou de poussière de cendre. Ainsi, en se basant sur ses propriétés énergétiques (absorption, conduction thermique, etc.), on peut aménager le sol d'un verger de façon à ce qu'il emmagasine une plus grande quantité d'énergie solaire (Oke, 1987). Le dégagement des résidus d'herbe au sol pourrait avoir un effet bénéfique sur la température des fleurs et bourgeons, en modifiant l'équilibre énergétique du verger. De tels résidus influencent le contenu en

eau et la température du sol parce qu'ils diminuent le stockage d'énergie du rayonnement solaire global. Il réduit la quantité de chaleur pénétrant le sol à partir des résidus chauffés par le Soleil et par l'air chaud au-dessus. Ces effets sont attribuables à des changements de résistance à la diffusion de la vapeur d'eau et de la chaleur.

On associe le phénomène de gel radiatif (ou refroidissement radiatif) à la formation de l'inversion thermique nocturne. Cette inversion se reconnaît par l'augmentation de la température en fonction de la hauteur, pour les premiers mètres au-dessus du sol. Le refroidissement de l'air est le résultat du déplacement de la chaleur vers la surface qui est plus froide. Cette couche d'air se retrouve ainsi en conditions de forte stabilité. Les échanges verticaux y sont nuls et le milieu acquiert une certaine inertie thermique. Cette situation idéalisée semble très simple. Mais, dans la plupart des cas, il faut aussi tenir compte des autres effets locaux du couvert végétal.

Le terrain idéal pour étudier le phénomène de gel radiatif est une surface horizontale avec un couvert végétal simple et homogène. Les arbres présents dans le verger vont interagir avec la surface (transfert par rayonnement) et avec l'atmosphère (transfert par turbulence). Il faut alors tenir compte d'autres phénomènes, comme le gel advectif. Ce dernier est habituellement associé aux mouvements des masses d'air (Bootsma, 1980). Ce phénomène va

contribuer au refroidissement de l'air près de la surface, mais de façon différente au gel radiatif. Le déplacement de la masse d'air froide derrière le front froid va produire un abaissement de la température de l'air au-dessus du couvert végétal. La rugosité du verger va provoquer de légères turbulences à l'intérieur du couvert, mélangeant l'air de ce dernier à l'air plus froid de la masse d'air. Cet effet de convection, même s'il est très faible, peut avoir un rôle additionnel aux effets radiatifs sur le bilan d'énergie nocturne du couvert végétal (Granberg *et al.*, 1993).

Comme j'en fais mention dans la description du site, le verger étudié est localisé sur le flanc d'une petite vallée. La topographie locale contribue donc à la formation du vent catabatique. Ce vent est directement issu du refroidissement radiatif de surface. La masse d'air plus froide et plus dense s'écoule le long de la pente, créant un léger vent près de la surface (Oke, 1987). Cet effet se fera donc sentir dans les données à analyser et limitera les données utilisables.

2.3 Hypothèse scientifique

Comme mentionné précédemment, on sait que l'herbe morte résiduelle possède un coefficient de réflexion (albédo) plus élevé que l'herbe fraîche. On sait aussi, qu'une surface recouverte d'une couche d'herbe morte, par rapport à de l'herbe courte, réduit la libre circulation de l'air en contact avec les particules du sol,

réduisant ainsi la diffusivité turbulente de la chaleur entre l'air libre et le sol.

Une telle modification des propriétés de la surface produit un plus petit gradient thermique près du sol dégagé, lors des nuits de refroidissement radiatif. Avec la diminution de l'amplitude thermique engendrée par la modification des propriétés de la surface et avec l'inversion thermique nocturne plus faible, la température moyenne du sol dégagé sera plus élevée que celle de la surface d'herbe résiduelle.

2.4 But et objectifs

Le but de ce projet de recherche est d'étudier les différences dans les variations de température dans le verger pour deux surfaces naturelles comportant des propriétés radiatives et thermiques différentes.

L'objectif principal est de comparer les variations spatiales de température près de la surface, lors de nuits favorables au refroidissement radiatif.

Les objectifs spécifiques sont:

1. Observer les variations temporelles des profils de température. Dans le sol, jusqu'à une profondeur où l'amplitude thermique

quotidienne est nulle. Dans l'air, de la surface du sol jusqu'au sommet du couvert des arbres.

2. Observer les variations spatiales de température de la surface du sol, pour les deux types de surfaces du projet.

3. Observer les variations de l'humidité et de la vitesse du vent dans le contexte de formation de l'inversion thermique, par l'analyse de profils verticaux et l'établissement du bilan d'énergie.

3. Cadre expérimental

La partie expérimentale du projet s'est déroulée au cours de la saison de production 1996. Prévue initialement du début juin à la mi-septembre, l'acquisition des données n'a pu débuter avant la mi-juillet. Plusieurs compromis ont dû être faits entre la méthodologie adéquate pour un tel projet et les moyens disponibles.

3.1 Description du site d'étude

Les deux types de surface faisant l'objet de cette étude furent aménagés dans le verger Gosselin. Ce dernier se trouve à quelques kilomètres au sud de Sherbrooke (voir figure 1). Situé en bordure du chemin MacDonald, il est divisé en deux surfaces (deux plantations). Les cultivars qui y sont produits sont la McIntosh, l'Empire, la Spartan, la Lobo et la Cortland. La superficie totale couverte par les deux plantations est d'environ 5,4 hectares. Celle située en amont du chemin (2,76 hectares) est composée de pommiers nains, alors que celle située en aval du chemin (2,64 hectares) est composée de pommiers "matures". Ces arbres atteignaient une hauteur de près de 3 m. L'espacement entre les rangées est d'environ 9 m, et les arbres d'une même rangée sont distancés d'environ 3,5 m.

Le climat de la région de Sherbrooke fait en sorte qu'on peut avoir des conditions météorologiques fatales pour les bourgeons et les fleurs des pommiers. La figure 2 montre les températures critiques

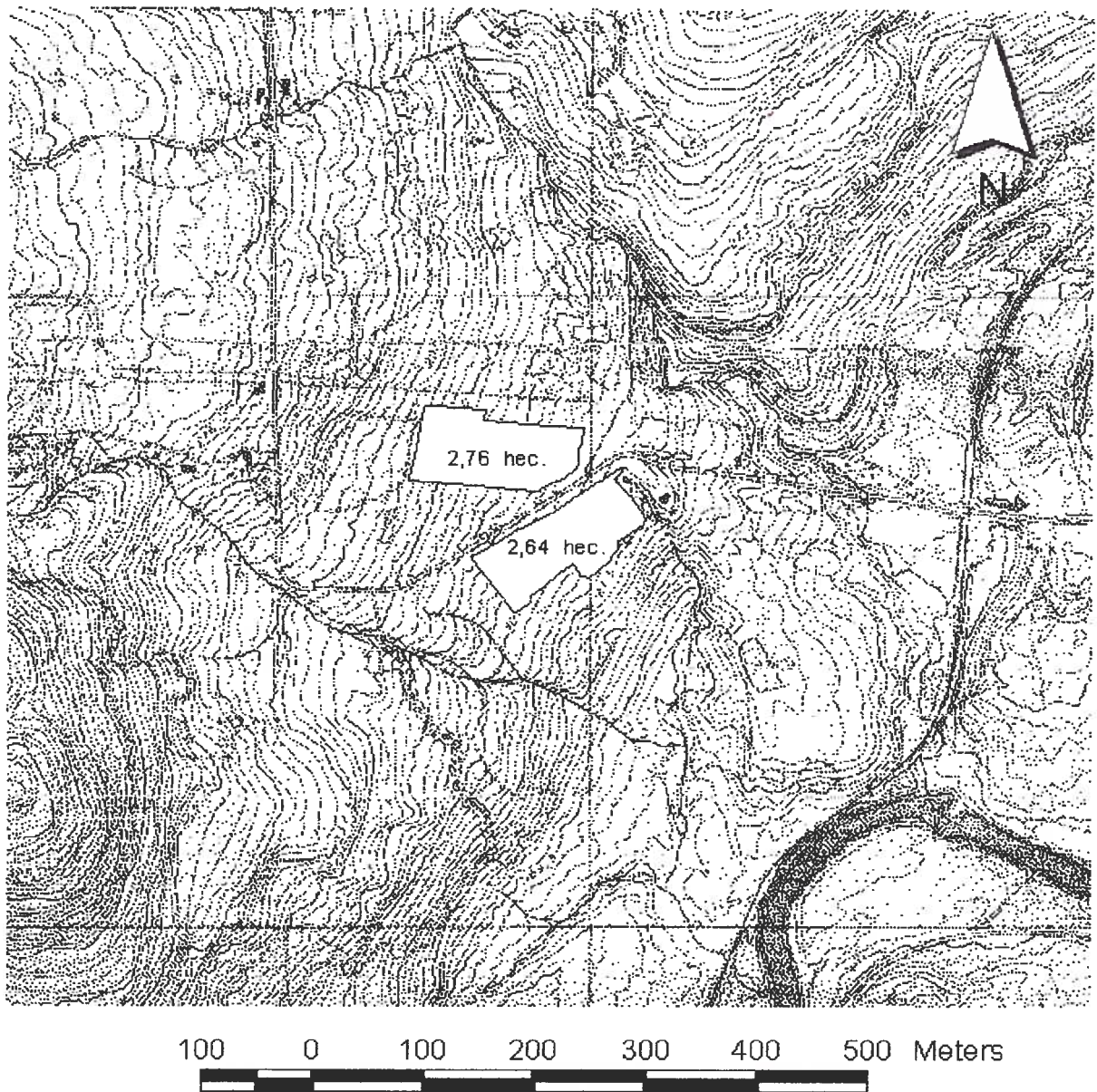


Figure 1 - Carte de localisation du site d'étude.

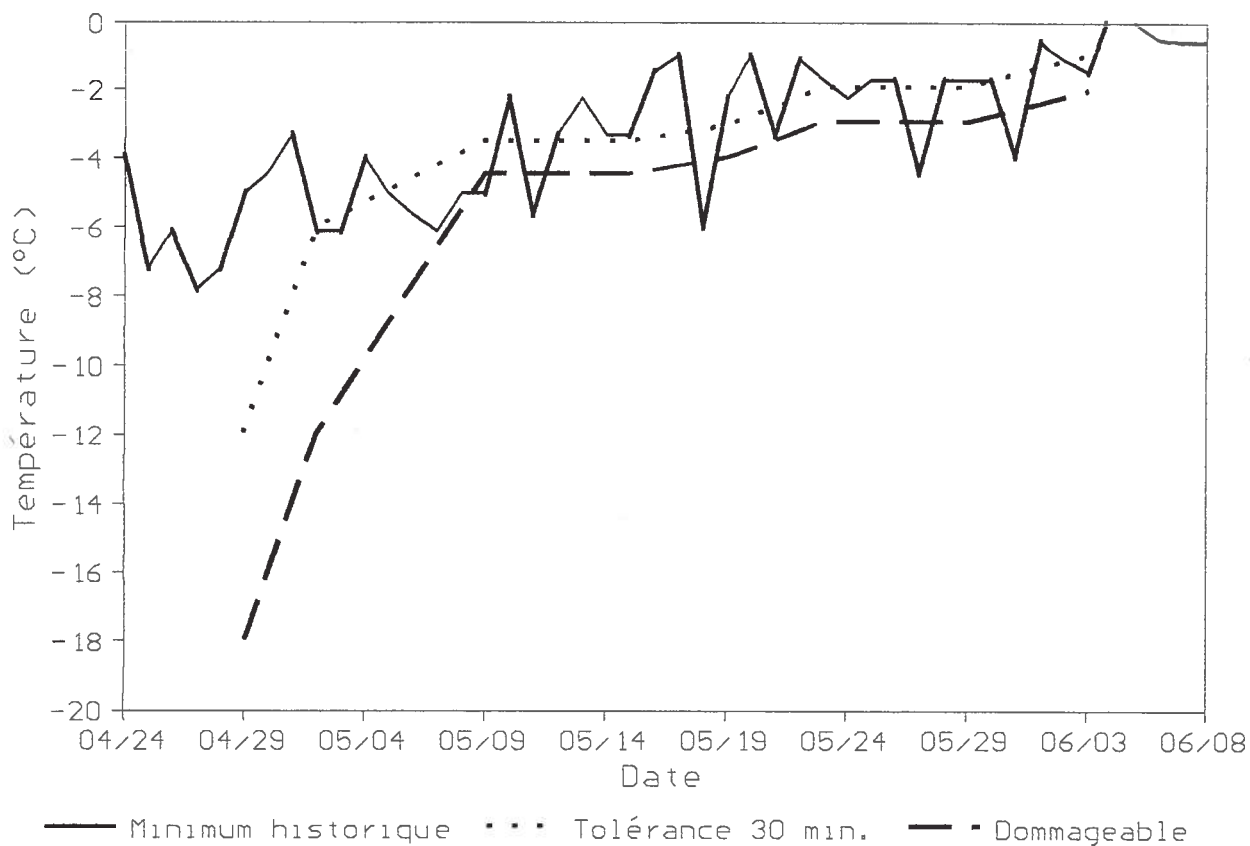


Figure 2 - Conditions climatiques printanières dans la région de Sherbrooke (Environnement Canada, 1995) et températures critiques pour le pommier (CPVQ, 1991).

pour les différents stades, en comparaison aux minimums historiques pour la région immédiate de Sherbrooke. Lévesque *et al.* (1979) ont indiqués que les terrains situés en aval du verger étaient des zones à risque de gel.

Le verger est localisé sur le versant Nord-Ouest de la vallée de la rivière Massawippi. À l'ouest, on retrouve un ensemble de collines et une vaste étendue forestière. Ces éléments ont un impact certain sur les vents d'ouest qui seront ralentis avant d'atteindre la vallée. Cette disposition a aussi pour effet de réduire la période

d'ensoleillement. Vers l'Est, on retrouve évidemment le fond de la vallée ainsi que l'autre versant, beaucoup moins prononcé (plus plat).

La plantation choisie pour l'expérience est la plus vieille des deux. La raison qui a justifié le choix de celle-ci, est sa plus faible dénivellation, de seulement 20 m comparés aux 30 m de l'autre. Elle se trouve à une altitude moyenne de 200 m (190 à 210 m). La pente générale orientée à 115° a une inclinaison de 8° par rapport à l'horizontale. La surface est régulièrement bosselée et

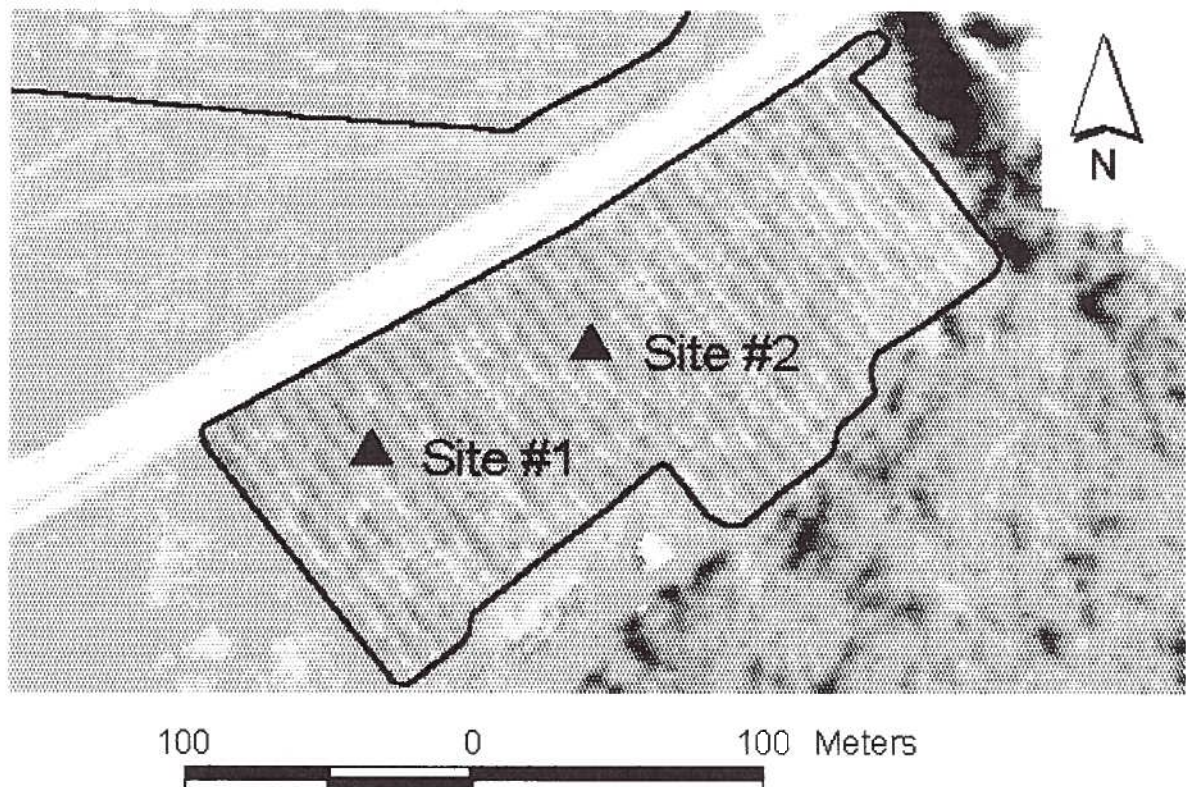


Figure 3 - Localisation des zones d'expérimentation.

on y distingue deux zones d'inclinaison différentes, divisant la plantation en deux parties de superficie équivalente. La zone la moins inclinée est plus élevée et se trouve en bordure du chemin. C'est dans cette partie de la plantation que les deux sites furent aménagés. La figure 3 présente la position des deux sites.

Ces deux sites ont été choisis, en mai 1996, pour leur ressemblance et pour la régularité du couvert. Il fallait qu'ils n'aient que très peu de différences l'un avec l'autre, pour permettre une meilleure précision dans la comparaison des deux types de surface. Le premier site correspondait à la surface d'herbe dégagée, libre d'herbe morte. Il a fallu y maintenir cette condition durant toute la saison. Sur le second site, une couche d'herbe morte fut étalée, de façon à produire une surface homogène. Cette couverture s'étendait à partir de la rangée à l'étude jusqu'à la première rangée adjacente de chaque côté, ainsi que sur une distance d'environ 50 m, parallèlement aux rangées.

Les instruments furent installés à proximité des arbres, de façon à permettre une libre circulation entre les rangées. Les deux stations météorologiques installées étaient identiques. Elles comportaient le même nombre d'instruments et ceux-ci étaient positionnés de la même façon par rapport aux rangées et aux arbres. L'installation des instruments est présentée de façon plus détaillée dans la section qui suit.

3.2 Étude des variations spatiales des échanges énergétiques

L'ensemble des données recueillies dans ce projet devait permettre d'illustrer les échanges énergétiques dans le couvert végétal d'un verger. Comme mentionné dans la description du site d'étude, les deux stations météorologiques installées dans le verger étaient semblables. Après validation, ces données étaient analysées en rapport avec leur positionnement. L'aspect spatial de l'étude fut basé sur la combinaison de deux séries de mesures, pour chacun des sites. Une première série suivait l'évolution verticale des températures, humidité et vitesse du vent. La seconde série suivait les variations en différents points de la surface, la température de l'herbe et le bilan radiatif.

3.2.1 Instrumentation

Les instruments installés sur les deux sites étaient répartis des deux côtés d'une rangée d'arbres. Du côté sud-ouest (figure 4), se trouvaient les instruments à profil vertical, alors que, du côté nord-est (figure 5), se trouvaient les instruments mesurant les variations en surface.

Le profil vertical de température fut mesuré par deux séries de thermocouples positionnés d'une profondeur de 70 cm dans le sol jusqu'à une hauteur de 3 m. Ils devaient initialement s'étendre jusqu'à une profondeur de 1 m, mais la présence des racines rendait

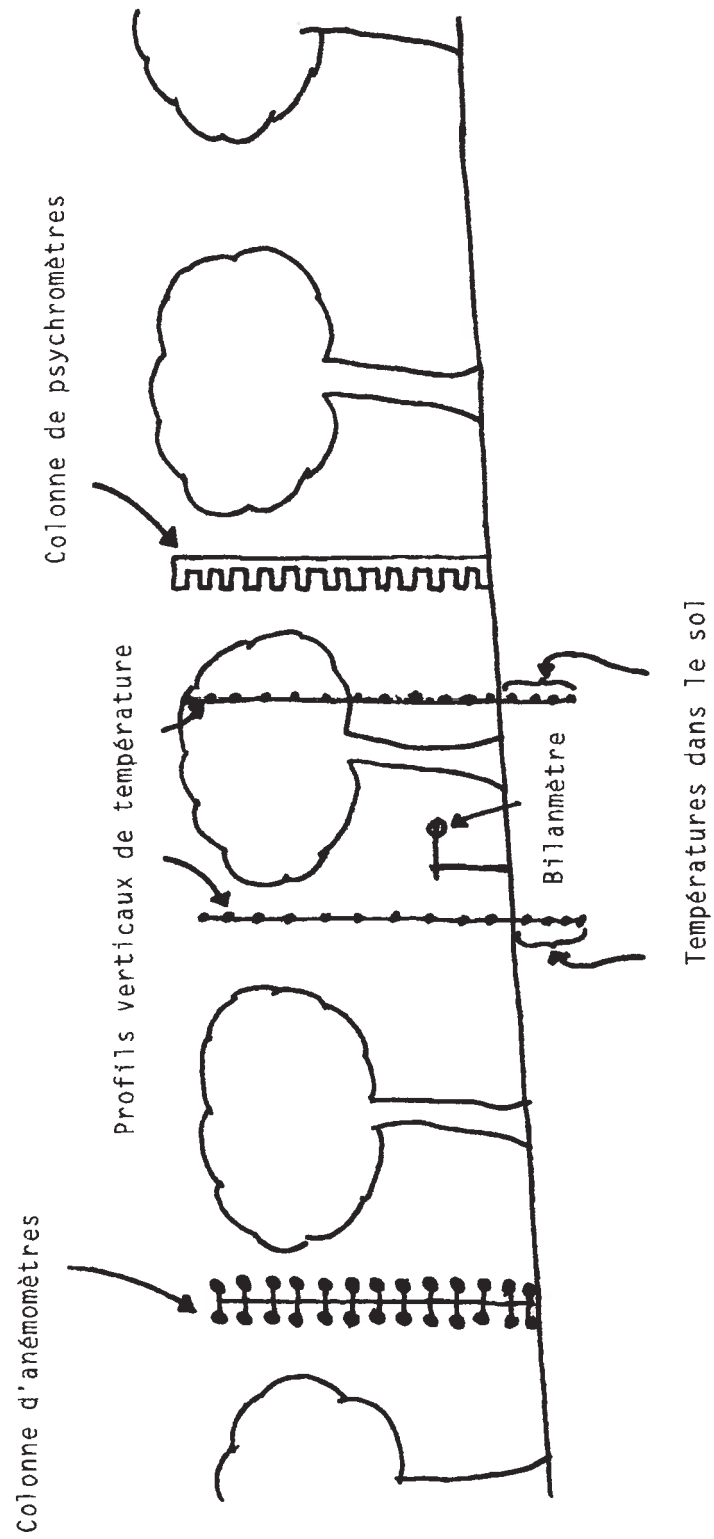


Figure 4 - Disposition des instruments du côté sud-ouest d'une rangée de pommiers.

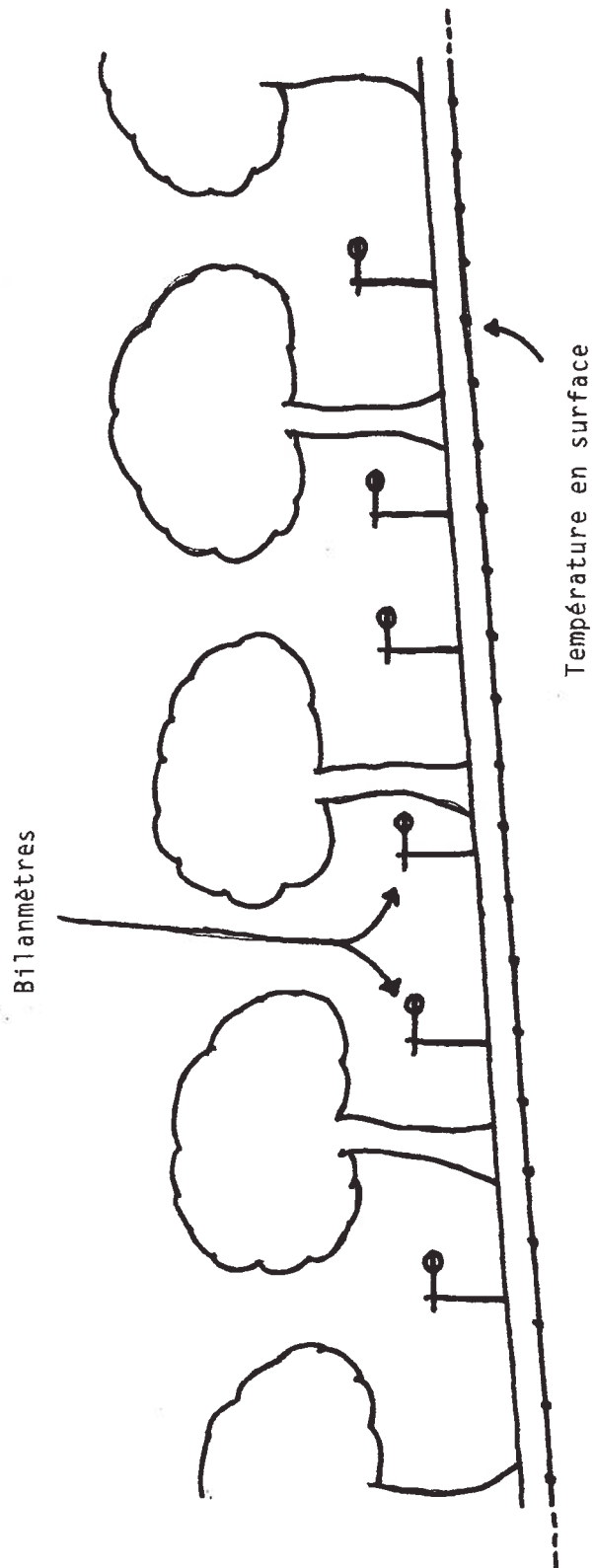


Figure 5 - Disposition des instruments du côté nord-est d'une rangée de pommiers.

leur installation difficile. Cette modification n'aura cependant que peu d'impact sur l'analyse des données. Les thermocouples, de type cuivre-constantan, étaient placés sur un intervalle de 10 cm, pour les positions de 70 à 30 cm sous la surface et de 1,5 à 3 m dans l'air. Pour les positions de 30 cm sous la surface à 1,5 m dans l'air, ils étaient verticalement distancés de 5 cm. La première série de thermocouples se trouvait dans l'espace entre deux arbres sans traverser le feuillage, alors que la seconde série traversait la couche de feuillage d'un pommier.

La mesure du profil d'humidité de l'air a nécessité la construction d'un système à circulation d'air à plusieurs niveaux (voir figure 6). Il est constitué d'un tuyau en ABS d'un diamètre intérieur de 1,5 " (3,81 cm) et d'une longueur de 3 m. D'autres tuyaux d'une longueur de 15 cm (même diamètre) y sont fixés perpendiculairement, avec un espacement vertical de 25 cm. C'est à ces endroits que sont positionnés les psychromètres. L'aspiration par le ventilateur fait entrer l'air par ceux-ci. Ils sont donc continuellement aérés par l'air se trouvant à une hauteur précise. Les psychromètres comme tels sont formés par deux thermocouples de type cuivre-constantan dont un est recouvert d'un bout de tissu saturé en eau grâce à un réservoir d'eau fixé sous les deux thermocouples. La colonne fut placée près du feuillage, en évitant cependant que celui-ci ne puisse obstruer l'entrée d'air.

Le profil de vitesse du vent fut mesuré par une série d'anémomètres

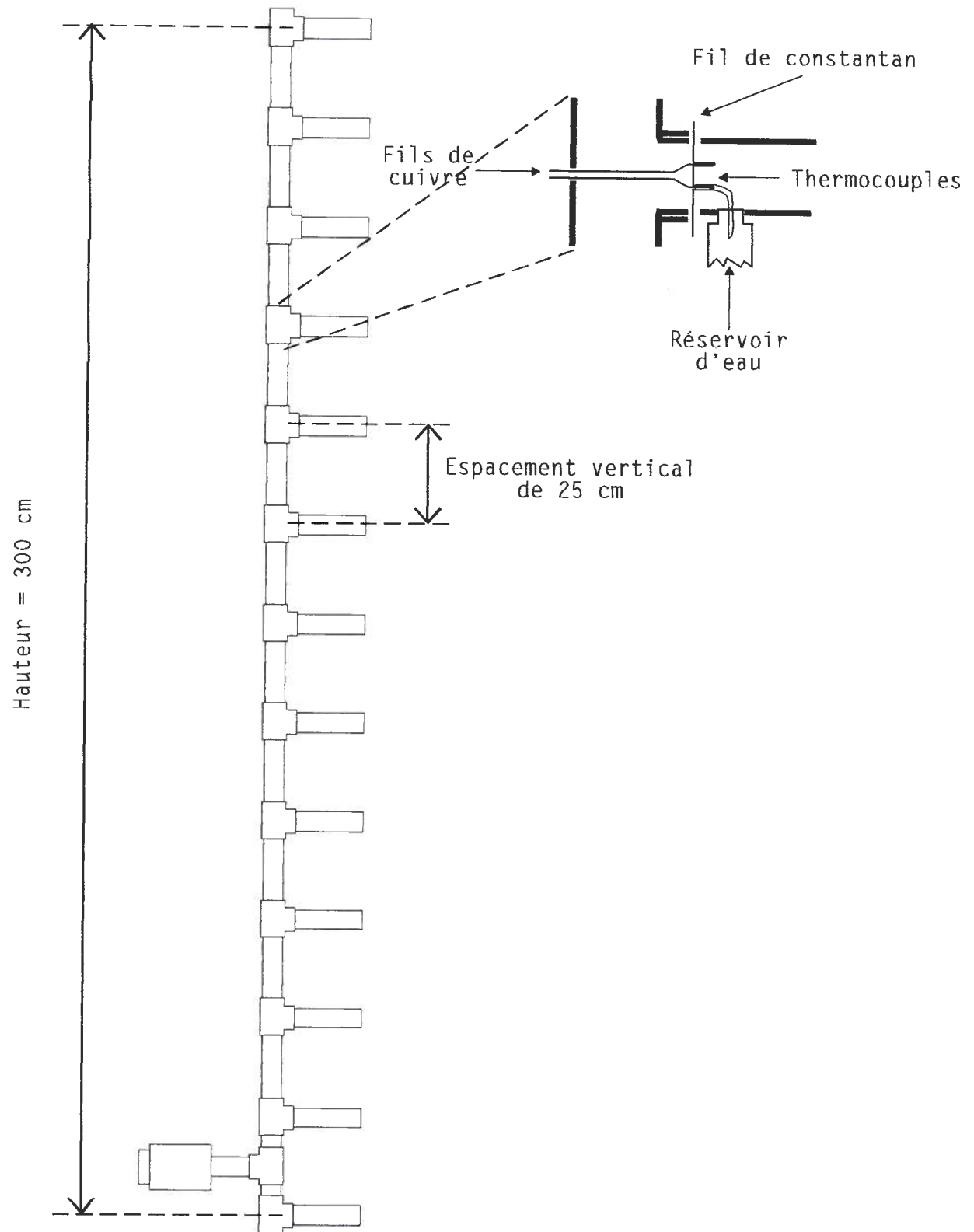


Figure 6 - Colonne de ventilation des psychromètres.

à coupelles montés sur un support vertical (voir figure 7). Les instruments utilisés ont été conçus à l'Université de Sherbrooke. Il s'agit de moteurs électriques modifiés de façon à servir d'interrupteurs rotatifs. Placés de la surface jusqu'à une hauteur de 3 m, ils étaient distancés de 25 cm chacun. Le premier anémomètre près du sol n'était pas placé à 0 cm, mais à 10 cm, pour éviter l'encombrement de l'herbe et du sol lui-même. Ces instruments étaient reliés à un système d'acquisition de données aussi conçu à l'Université de Sherbrooke. Il permettait de compter le nombre d'impulsions électriques reçues, correspondant au nombre de tour de l'axe du moteur sur lui-même, pour une période de temps donné. Le support fut placé près du feuillage, à mi-chemin entre deux pommiers, afin de le garder à une certaine distance des branches et des feuilles qui auraient pu empêcher la libre rotation des coupelles.

Ainsi, les mesures d'humidité de l'air et de vitesse du vent étaient prises aux mêmes positions verticales, de la surface à une hauteur de 3 m. Les instruments allant de la surface jusqu'à une hauteur de 1,5 m, se trouvaient à l'air libre sous le feuillage des arbres. Ceux placés de 1,75 à 2,75 m traversaient le feuillage. Les derniers instruments, à 3 m, se trouvaient au-dessus du couvert végétal.

Pour la mesure des variations horizontales de température de la surface du sol, une série de thermocouples, de type cuivre-

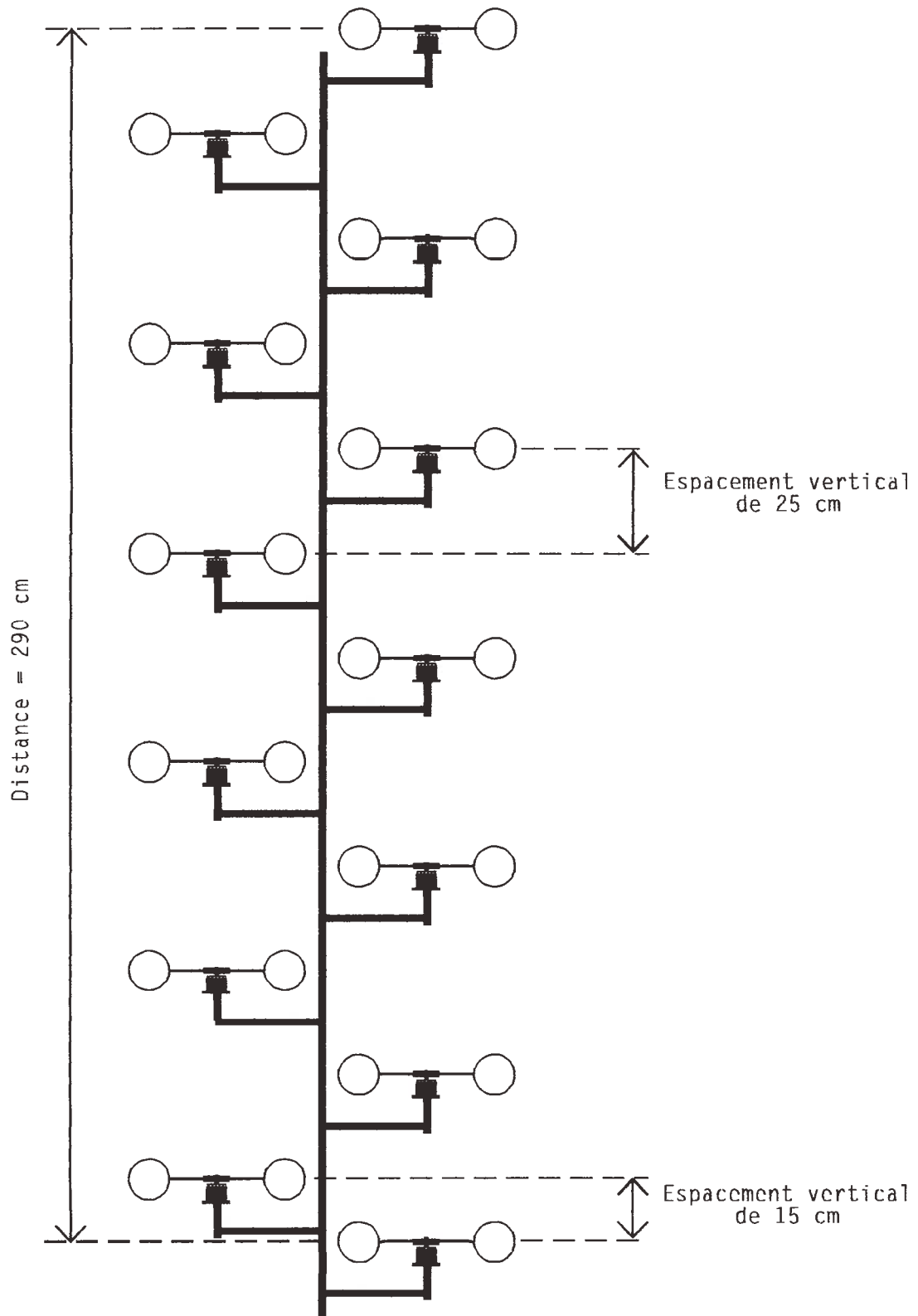


Figure 7 - Montage des anémomètres à coupelles.

constantan, fut installée près des deux rangées d'arbres, sous le feuillage. Couvrant une distance de 30 m le long d'une rangée, les thermocouples étaient espacés de 50 cm. Maintenues près du sol, elles permettaient de suivre le refroidissement de la surface au cours de la nuit. Placé plus précisément dans l'herbe du site 1 et sous la couche d'herbe résiduelle du site 2.

Pour ce qui est des échanges radiatifs, une série de 11 bilanmètres furent installés, sous le feuillage des arbres. Placés dans le même alignement que les thermocouples de surface, ils se trouvaient à un intervalle plus ou moins régulier les uns des autres. Leur positionnement respectif par rapport aux arbres offre une bonne variation dans la couverture du feuillage. Un des bilanmètres fut placé du côté sud-ouest. Ce dernier a été associé aux données de profils verticaux.

3.2.2 Méthodes d'analyse

Les données des profils verticaux furent examinées à l'aide d'un programme informatique conçu spécialement à cette fin (Chagnon, 1995a; Chagnon, 1995b). Il permettait de voir la progression de la température de l'air et du sol, de l'humidité de l'air et de la vitesse horizontale du vent au cours d'une journée.

La compilation de ces observations vient compléter les résultats du calcul du bilan d'énergie en plus de fournir certaines informations

sur l'écoulement de l'air près de la surface. Les informations qu'on peut en tirer portent principalement sur la stabilité de l'air près du sol, et sur la progression des échanges entre le couvert et la surface du sol.

3.3 Méthodes d'évaluation du bilan d'énergie

Basée sur le principe de conservation d'énergie, l'équation du bilan énergétique présenté plus tôt (équation 1) a été utilisée pour comparer les différents échanges se produisant dans le verger. La formulation de l'équilibre de ces échanges, tel qu'étudiés dans ce projet, se fait comme suit:

$$Q^* = Q_G + Q_H + Q_E \quad (2)$$

Le rayonnement net (Q^*) est mesuré directement par les bilanmètres placés du côté sud-ouest des rangées sur les deux sites. Le flux de chaleur du sol (Q_G), par contre, a été calculé à partir de mesures de température prises à deux niveaux différents juste sous la surface. Le calcul du flux se formule habituellement comme suit (Oke, 1987):

$$Q_G = -k_s \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \approx -k_s \cdot \frac{\Delta T}{\Delta z} \quad (3)$$

Au cours du projet, la conductivité thermique (k_s) a été déterminée expérimentalement. L'annexe 1 décrit la procédure utilisée.

Les deux flux convectifs ont été calculés selon deux approches de la méthode des profils tel que présenté par Oke (1987), soit l'approche aérodynamique et celle du rapport de Bowen. L'application de ces deux approches nécessite le respect de certaines conditions:

1. une stabilité neutre de l'air au-dessus du sol;
2. l'absence de changements brusques dans le bilan radiatif comme dans la vitesse du vent;
3. la constance verticale des flux (absence de convergence et de divergence);
4. la similarité des coefficients de transfert (diffusivités).

La première approche choisit est l'approche aérodynamique utilisée parce qu'elle permet une détermination individuelle des flux sensibles et latents (Oke, 1987). Comme les calculs des flux non radiatifs selon l'approche du rapport de Bowen se font à partir de variables déjà mesurées pour l'approche aérodynamique, elle fut aussi utilisée, pour la généralisation des flux de convection qu'elle apporte. L'ensemble de ce traitement a été réalisé à partir de programmes en langage Basic.

L'approche aérodynamique, telle que décrite par Oke (1987), nécessite des valeurs de température, de vitesse du vent et de densité de vapeur d'eau, mesurées à deux niveaux au-dessus du sol. Les deux flux sont calculés avec un coefficient de correction pour

le type de stabilité, éliminant ainsi la condition de stabilité neutre. La formulation utilisée est la suivante:

$$Q_H = - C_a \cdot k^2 \cdot z^2 \cdot \frac{\Delta \bar{u}}{\Delta z} \cdot \frac{\Delta \bar{T}}{\Delta z} \cdot (\Phi_M \Phi_H)^{-1} \quad (4)$$

$$Q_G = - L_v \cdot k^2 \cdot z^2 \cdot \frac{\Delta \bar{u}}{\Delta z} \cdot \frac{\Delta \bar{\rho}_v}{\Delta z} \cdot (\Phi_M \Phi_V)^{-1} \quad (5)$$

où C_a est la capacité de chaleur de l'air, L_v la chaleur latente de vaporisation de l'air, k la constante de von Karman, z la position verticale, u la vitesse horizontale du vent, T la température de l'air, ρ_v la densité de vapeur d'eau. $(\Phi_M \Phi_H)^{-1}$ et $(\Phi_M \Phi_V)^{-1}$ sont les facteurs de correction pour la stabilité. Selon le type de stabilité, déterminé par le coefficient de Richardson (Ri):

$$Ri = \frac{g}{T} \cdot \frac{(\Delta \bar{T} / \Delta z)}{(\Delta \bar{u} / \Delta z)^2} \quad (6)$$

où g est l'accélération gravitationnelle. Ainsi, lorsque l'air est stable (Ri positif), ces coefficient s'obtiennent comme suit:

$$(\Phi_M \Phi_X)^{-1} = (1 - 5 \cdot Ri)^2 \quad (7)$$

Et lorsque l'air est instable (Ri négatif), comme suit:

$$(\Phi_H \Phi_x)^{-1} = (1 - 16 \cdot Ri)^{3/4} \quad (8)$$

L'approche du rapport de Bowen, telle que présentée par Oke (1987) nécessite aussi les valeurs de température et de densité de vapeur d'eau. Elle dépend aussi de l'énergie disponible, égale à la différence des flux radiatif et flux de chaleur du sol. La formulation de ces flux, qui est une généralisation de la forme présentée précédemment (équations 4 et 5), se fait comme suit:

$$Q_H = - C_a \cdot K_H \cdot \frac{\Delta \overline{T}}{\Delta z} \quad (9)$$

$$Q_E = - L_v \cdot K_v \cdot \frac{\Delta \overline{\rho_v}}{\Delta z} \quad (10)$$

Le rapport de Bowen se définit comme étant le rapport du flux de chaleur sensible sur le flux de chaleur latente.

$$\beta = \frac{Q_H}{Q_E} = \frac{- C_a \cdot K_H \cdot \frac{\Delta \overline{T}}{\Delta z}}{- L_v \cdot K_v \cdot \frac{\Delta \overline{\rho_v}}{\Delta z}} \quad (11)$$

Comme on suppose l'égalité de tous les coefficients de transfert, ou diffusivités, ($K_H = K_v$) et que l'espacement vertical (Δz) est similaire pour les deux flux, le rapport devient:

$$\beta = \frac{C_a \cdot \Delta T}{L_v \cdot \Delta \rho_v} \quad (12)$$

Le calcul des flux s'obtient alors comme suit:

$$Q_H = \frac{\beta \cdot (Q^* - Q_G)}{1 + \beta} \quad (13)$$

$$Q_E = \frac{Q^* - Q_G}{1 + \beta} \quad (14)$$

Avant d'accepter les résultats obtenus, il faut vérifier la validité de ceux-ci. Quelques publications (Ohmura, 1982; Philip, 1987; Andreas, 1989) ont démontré qu'il pouvait y avoir certaines restrictions quant à l'utilisation de l'approche du rapport de Bowen. Ohmura (1982) est allé jusqu'à suggérer une façon de détecter certains cas erronés et de supprimer les valeurs correspondantes du résultat. Les sources d'erreurs énumérées étaient:

1. Le manque de précision dans la quantification de Q^* et de Q_G , menant à des valeurs de flux convectifs erronés. Ce type d'erreur ne peut être clairement identifié.
2. Des flux convectifs de même direction que les gradients mesurés, attribuables à des erreurs de mesures.
3. Des valeurs de flux convectif extrêmement élevé, obtenues lorsque la valeur du rapport de Bowen s'approche de -1,

alors que la limite de résolution des mesures ne devrait pas le permettre.

Ainsi, en repérant dans les données brutes, les valeurs susceptibles de correspondre aux cas 2 et 3, ces données étaient supprimées des résultats finaux. D'autres erreurs peuvent survenir lorsqu'une des quatre conditions initiales n'est pas respectée.

Dans le cas de flux convectifs de même direction que les gradients mesurés, Ohmura (1982) a proposé le critère suivant:

si

$$Q^* + Q_G > 0 \quad (15)$$

alors

$$L_v \cdot \Delta \overline{\rho}_v + C_d \cdot \Delta \overline{T} > 0 \quad (16)$$

ou

$$\Delta \overline{T} > - (L_v / C_d) \cdot \Delta \overline{\rho}_v \quad (17)$$

et si

$$Q^* + Q_G < 0 \quad (18)$$

alors

$$L_v \cdot \Delta \overline{\rho_v} + C_d \cdot \Delta \overline{T} < 0 \quad (19)$$

ou

$$\Delta \overline{T} < - (L_v / C_d) \cdot \Delta \overline{\rho_v} \quad (20)$$

Lorsque les données ne respectent pas une de ces conditions, le calcul du flux avec le rapport de Bowen donne une direction du flux identique au gradient, quoique la valeur absolue soit correcte. Une telle situation n'est pas logique avec la définition de la relation flux gradient et ces données devraient être exclues du calcul.

Pour valider les valeurs des flux, Ohmura (1982) a proposé les critères suivants:

$$\begin{aligned} & - (L_v / C_d) \cdot \Delta \overline{\rho_v} - 2 \cdot [(L_v / C_d) \cdot E(\Delta \overline{\rho_v}) + E(T)] < \Delta T \\ & \Delta T < - (L_v / C_d) \cdot \Delta \overline{\rho_v} + 2 \cdot [(L_v / C_d) \cdot E(\Delta \overline{\rho_v}) + E(T)] \end{aligned} \quad (21)$$

pour relever les cas où le rapport de Bowen est près de -1 et que les flux calculés ne sont pas significatifs. Ces données devraient aussi être exclues de l'évaluation.

En complément aux calculs de bilan énergétique, les propriétés radiatives des deux types de surfaces furent déterminées. L'albédo

de la surface a été mesuré à partir de deux pyranomètres mesurant simultanément les flux incidents ($K\downarrow$) et réfléchit ($K\uparrow$). L'émissivité a été calculée selon la méthode présentée par Rees et James (1992).

3.4 Données complémentaires

Le tri des données acquises dans le verger a été réalisé à partir des données météorologiques régionales et de cartes météorologiques. Les données météorologiques provenaient des stations du Centre d'Application et de Recherche en Télédétection (CARTEL) de l'Université de Sherbrooke et de l'aéroport de Sherbrooke. La station situé sur un des bâtiments de l'Université n'était pas installée en conformité avec les normes pour les stations d'observations synoptiques (McKay, 1992). Les données recueillies furent tout de même consultés, surtout pour la vitesse du vent. Quant à l'aéroport de Sherbrooke, situé à Ascot Corner, sa distance du verger (environ 20 km) laisse supposer certaines différences entre les deux localités. Ces dernières ne furent utilisées qu'à titre indicatif de conditions régionales dans la classification des conditions synoptiques, présentées à l'annexe 2. Les données de la station météorologique de Lennoxville (Agriculture Canada), situé à environ 5 km, auraient été plus représentatives des conditions synoptiques. Celles-ci n'étaient cependant pas disponibles au moment de la classification des conditions nocturnes.

L'analyse de ces données complémentaires a permis d'identifier les nuits les plus favorables au refroidissement radiatif. L'identification des types de temps a été réalisée à partir de la même classification que Bousquet (1985).

On associe le phénomène de refroidissement radiatif à des conditions météorologiques stables; peu ou pas de vent, de l'air relativement sec et un ciel dégagé. On retrouvera de telles conditions dans le cas de masses d'air anticycloniques et certaines masses d'air se situant entre les types cycloniques et anticycloniques.

Les conditions favorables au refroidissement radiatif peuvent être identifiées par (Avissar et Mahrer, 1988);

1. une température minimale sous 5°C ;
2. un ennuagement inférieur à 3 / 8 tôt le matin;
3. une vitesse du vent inférieure à $1,5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ tôt le matin
4. un gradient thermique relativement grand près de la surface du sol.

L'identification des types de conditions nocturnes et des nuits favorables est présentée à l'annexe 2.

4. Présentation des résultats

Les données recueillies couvrent la période allant du 18 juillet au 12 septembre. Soit une période de 56 jours. Au cours de cette période, les conditions météorologiques ont mené à quelques périodes nettement favorables au refroidissement radiatif. Les nuits rencontrant des conditions favorables sont présentées à l'annexe 2.

Une fois les valeurs clairement erronées supprimées, une dizaines de journées furent retenues. Ces données correspondent aux conditions météorologiques les plus favorables au refroidissement radiatif et sont considérées comme valides.

4.1 Variations spatiales des mesures

L'analyse des données brutes porte ainsi sur l'ensemble des nuits énumérées à l'annexe 2. Par la suite, l'attention sera portée sur les nuits allant du 10 au 12 août (2 nuits), du 17 au 20 août (3 nuits) et du 31 août au 2 septembre (2 nuits).

L'analyse des données sous forme de profils devait permettre de retracer la formation de l'inversion thermique et de vérifier l'effet du vent catabatique sur celle-ci. La formation de cette inversion fut plus ou moins nette, avec un degré de mélange différent d'une nuit à l'autre et d'un site à l'autre.

4.1.1 Profils verticaux de température de l'air

L'évolution typique de l'inversion thermique dans le verger est présentée à la figure 8. Les profils présentés sont issus de la généralisation des données de plus d'une nuit. L'échelle des températures illustre la moyenne des valeurs de températures observées. La formation de l'inversion thermique typique (figure 8a) pour le verger commence entre 18:30 et 19:00 par un refroidissement tout près de la surface (moins de 0,2 m). Il n'est pas toujours visible dans les résultats que j'ai observés. Peu après (figure 8b), l'inversion progresse vers le haut. Simultanément, on assiste à un léger mélange de l'air près de la surface. Il s'agit alors de l'écoulement de l'air froid créé tout près du point de mesures. Plus tard, généralement entre 23:00 et 1:00, l'inversion continue de s'étendre verticalement, parfois jusqu'à 1,5 m, amenant des variations dans l'écoulement de l'air. On voit alors à la base des variations dans le profil thermique (figure 8c), associé à un mélange variable. La disparition de l'inversion se fait, dans la majorité des cas, quelques heures avant le lever du soleil, entre 3:00 et 4:00. La couche de turbulence aura complètement détruit l'inversion, lorsqu'elle est peu prononcée, ou, simplement, le passage d'un front viendra modifier les conditions thermiques locales. Quand elle persiste plus longtemps, elle disparaît dès que les rayons solaires commencent à réchauffer la surface.

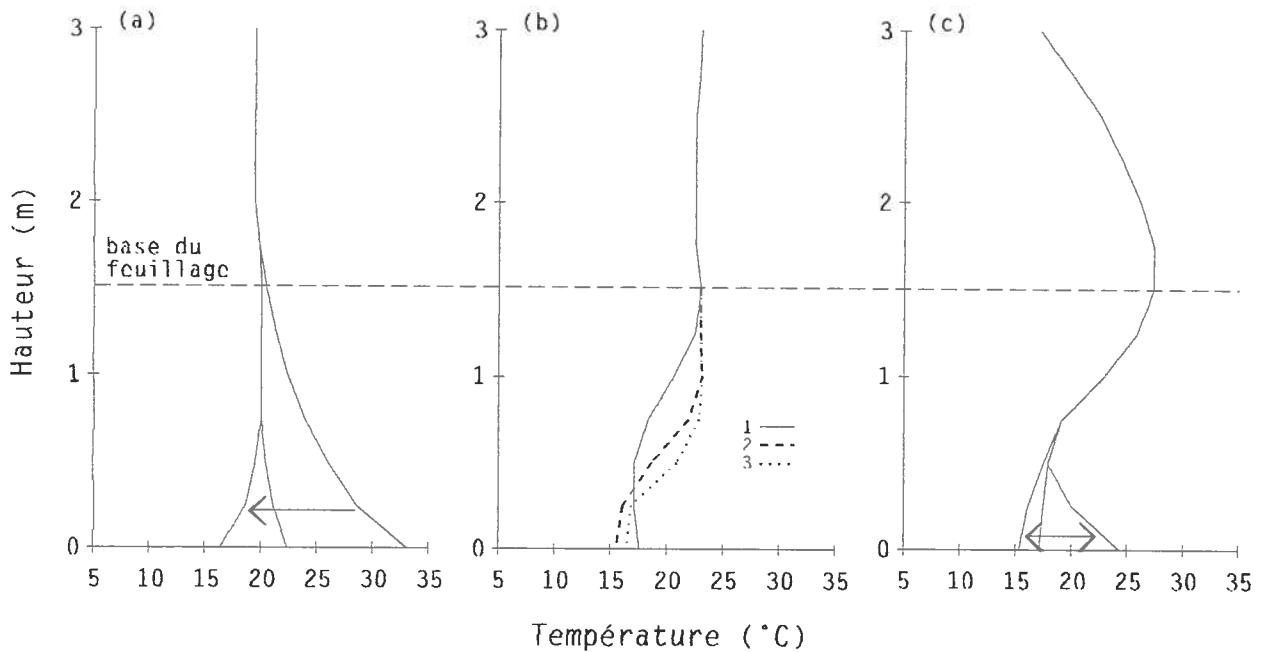


Figure 8 - Évolution du profil thermique lors d'inversion thermique, en présence de vent catabatique. "a", vers 18:30 ~ 19:00; "b", de 20:00 (1) à 23:00 (2) et 1:00 (3); "c", autour de 3:00.

À travers les données analysées, j'ai observé quelques anomalies qui se sont produites plus d'une fois. Comme par exemple, la présence d'une couche d'air chaude entre 0,75 et 1,5 m de la surface. Ce phénomène a été observé à quelques occasions, dont une nuit presque entière, principalement sur le deuxième thermocâble (à travers le feuillage) sur le site de la surface dégagée. Il est difficile de croire à une erreur instrumentale. La figure 9 illustre les variations de température pour la nuit du 17 au 18 août. Les données présentées par tranche d'une heure montrent comment se forme cette couche d'air plus chaude que son entourage. Cette dernière se situe juste sous le feuillage.

Une autre anomalie a été observée à quelques occasions dans l'air juste au-dessus de la surface, dans les données du deuxième

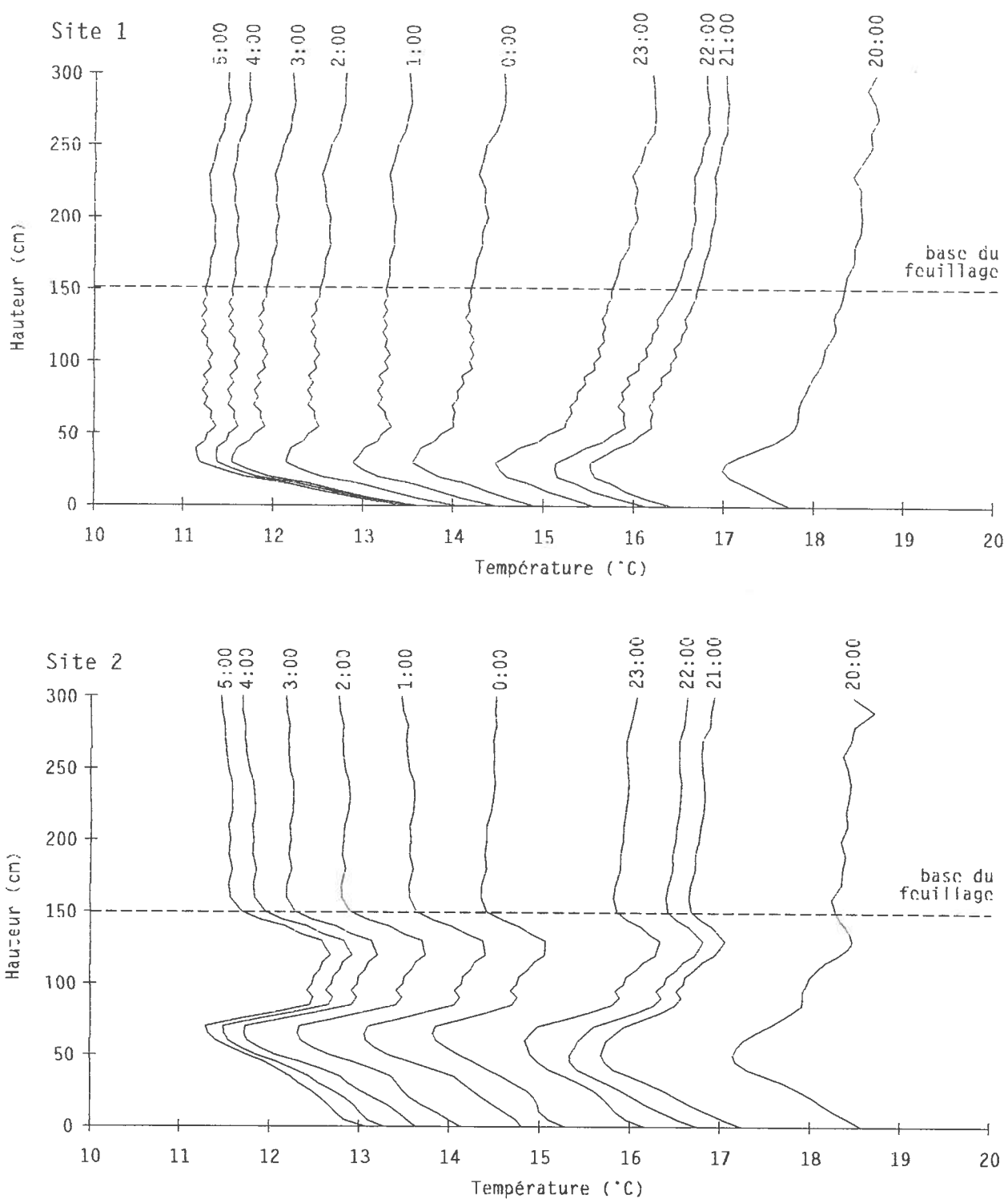


Figure 9 - Formation de la couche d'air chaude sous le feuillage au cours de la nuit du 17 au 18 août.

thermocâble (à travers le feuillage) du site de la surface couverte. À la base de la couche de mélange d'air correspondant au drainage d'air (vent catabatique), s'est formée une couche d'inversion s'étendant jusqu'à 20 cm. L'origine de cette seconde inversion est difficile à déterminer. Il pourrait s'agir d'air emprisonné dans l'herbe, puisque le profil en "S" dure presque toute la nuit, allant de 20:45 à 7:00.

En comparant les deux profils thermiques mesurés pour un même site, on peut remarquer qu'ils sont similaires. La principale différence tient dans l'amplitude thermique quotidienne. Dans certaines occasions, les profils nocturnes sont presque confondus. Mais dans la plupart des cas, on observe un décalage entre les températures entre les arbres et celle sous et dans le feuillage. Les températures à l'air libre sont habituellement les plus basses. Cette différence est visible sur tout le premier mètre au-dessus du sol et peut atteindre 5°C.

L'analyse des courbes de température en fonction du temps a permis d'identifier des variations de température cycliques au cours de la nuit. On peut voir sur la figure 10 que le refroidissement de l'air se fait de façon intermittente. Ces courbes, obtenues par lissage des données brutes, montrent une alternance entre le refroidissement et le réchauffement de l'air entre le sol et le feuillage. Il est difficile de déterminer s'il s'agit simplement du déplacement d'une cellule d'air chaud ou du brassage de l'air. Les

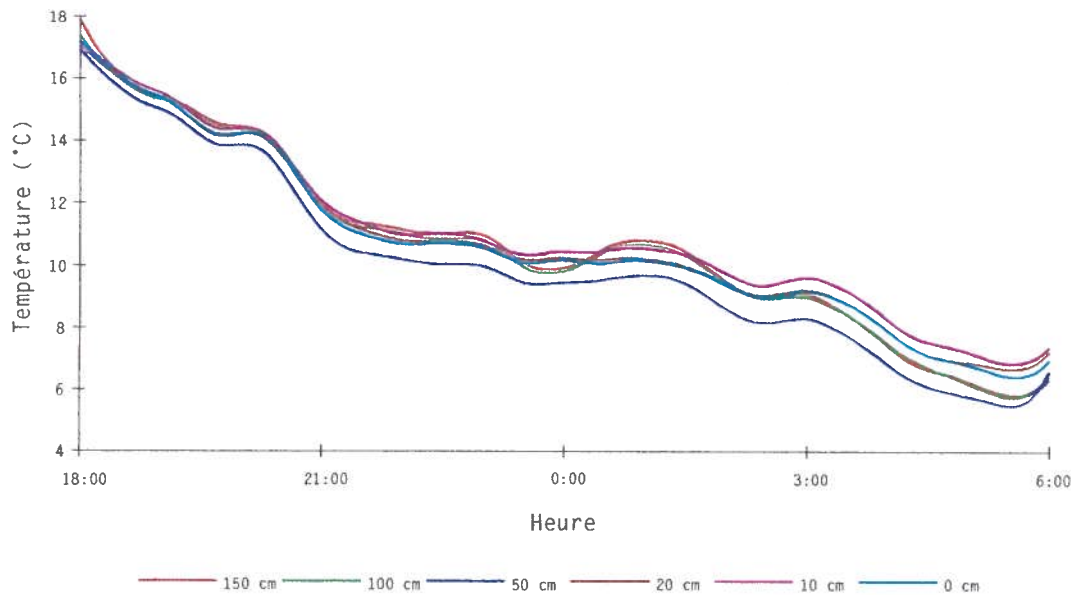


Figure 10 - Refroidissement intermittent de l'air sous le feuillage au cours de la nuit du 10 au 11 août.

oscillations observées ont une amplitude différente près du sol et juste sous le feuillage. Parmi les données illustrées, on voit de plus grandes variations dans les températures à 1 et 1,5 m.

L'incidence des rayons solaires sur la surface est perceptible sur les températures de l'air sous le feuillage (voir figure 11). Dès le lever du Soleil, la température de la surface passe d'un refroidissement généralement constant à un réchauffement. Les courbes de température aux différentes hauteurs montrent aussi ce comportement, avec un décalage temporel proportionnel à la position au-dessus de la surface du sol.

Pour le coucher du Soleil, la situation est différente. Comme mentionné dans la description du site (section 3.1), la présence du

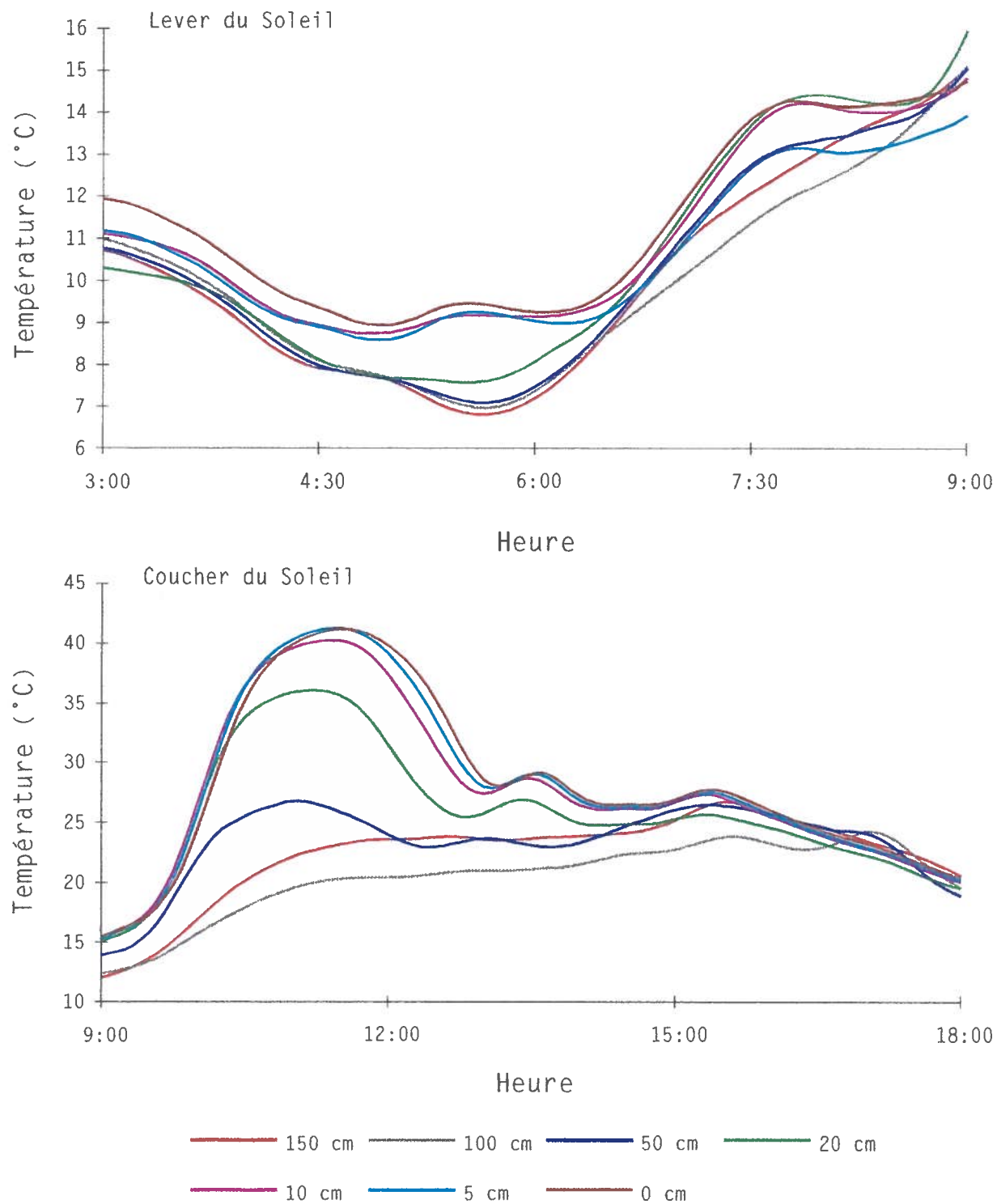


Figure 11 - Effet de l'incidence des rayons solaires sur la température de l'air près de la surface au lever du Soleil (11 août) et au coucher du Soleil (19 août).

sommet de la colline à l'Ouest du verger favorise un coucher de Soleil hâtif. On voit aussi sur la courbe l'ombrage projeté par la rangée d'arbres juste à côté. La hausse de température observée après 15:00 vient des rayons du Soleil qui passent sous le feuillage des pommiers, avant de disparaître sous l'horizon.

L'étendue quotidienne de température aux différentes positions au-dessus du sol est très variable (voir figure 12). Les profils de températures minimales montrent peu de variation en fonction de la hauteur au-dessus du sol, à l'exception de la base, où on retrouve des valeurs un peu plus élevées. Cette constance dans les minimums thermiques quotidiens laisse croire à un bon mélange de l'air au cours de la nuit, qu'on peut associer au drainage d'air en surface. Pour ce qui est des températures maximales, les profils ne montrent pas de tendance précise. Les variations semblent aléatoires et

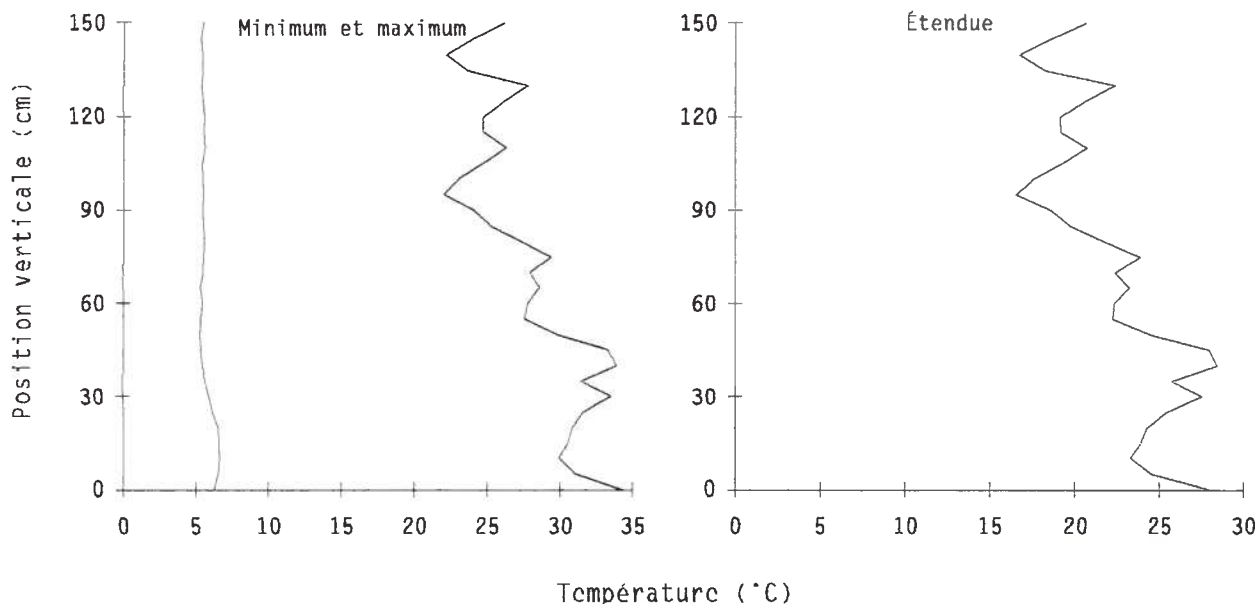


Figure 12 - Étendue quotidienne de la température de la couche d'air allant de la surface à la base du feuillage (exemple du 11 août).

peuvent être explicables par la fréquence d'échantillonnage des mesures. Une fréquence plus élevée, avec une moyenne aux cinq minutes, aurait probablement montré un profil plus régulier.

4.1.2 Profils de température dans le sol

Les données de température du sol ont montré des variations surprenantes. En début de saison, j'ai pu observer une amplitude thermique (différence entre le maximum et le minimum quotidien) constante avec la profondeur, sur l'ensemble du profil thermique. Au cours de la saison, elle diminue avec la profondeur. Normalement, on assiste à une diminution exponentielle de l'amplitude thermique attribuable à l'inertie thermique des sols (Monteith et Unsworth, 1991) prenant la forme suivante:

$$(\Delta T_s)_z = (\Delta T)_0 \cdot \exp^{-az} \quad (22)$$

où

$$a = (\pi / \kappa_{\text{ss}} \cdot P)^{0,5} \quad (23)$$

Sur certains profils obtenus, on voit une telle diminution, sans qu'elle n'atteigne une valeur près de 0. Pour ces journées, elle pouvait être à 2 ou 3 °C à une profondeur de 70 cm. Ces variations traduisent une propagation de chaleur plus élevée qu'attendu en profondeur. Il peut s'agir d'un mauvais enfouissement des

thermocouples. Le trou creusé pour insérer le câble dans le sol aurait été mal comblé, laissant des vides. Ceux-ci se seraient peu à peu refermés au cours de la saison.

Parmi les données présentées à la figure 13, on voit les variations de l'amplitude thermique avec la profondeur, pour 3 journées consécutives, du 10 au 12 août ainsi que pour la journée du 19 août. Ces données viennent du second thermocâble du second site.

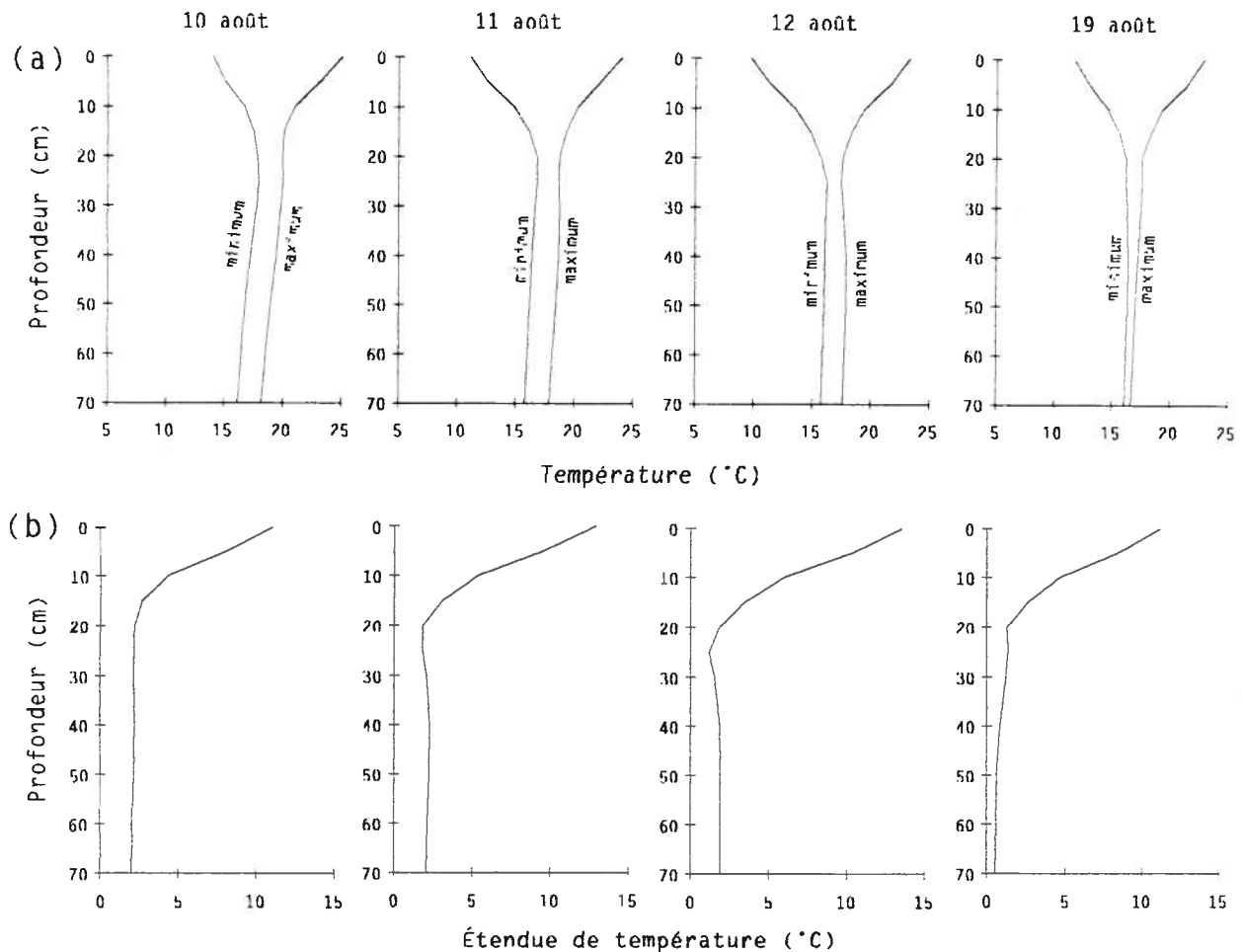


Figure 13 - Amplitudes thermiques dans le sol pour quelques journées; (a) températures minimales et maximales; (b) étendue quotidienne de température en fonction de la profondeur.

Les autres thermocâbles ne montrent pas de variations aussi régulières que ce dernier. On voit donc que les températures en profondeur (40 cm et plus) ont une amplitude thermique plus petite.

Les variations de température en fonction du temps aux différentes profondeurs ont montré une plus grande régularité que les températures de l'air. La différence de comportement est attribuable à la diffusivité thermique plus basse pour le sol que pour de l'air (Oke, 1987). À partir des courbes de la figure 14, il a été possible de l'estimer à environ $1,36 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ pour la partie de sol dans laquelle se trouvaient les thermocâbles. Or, cette

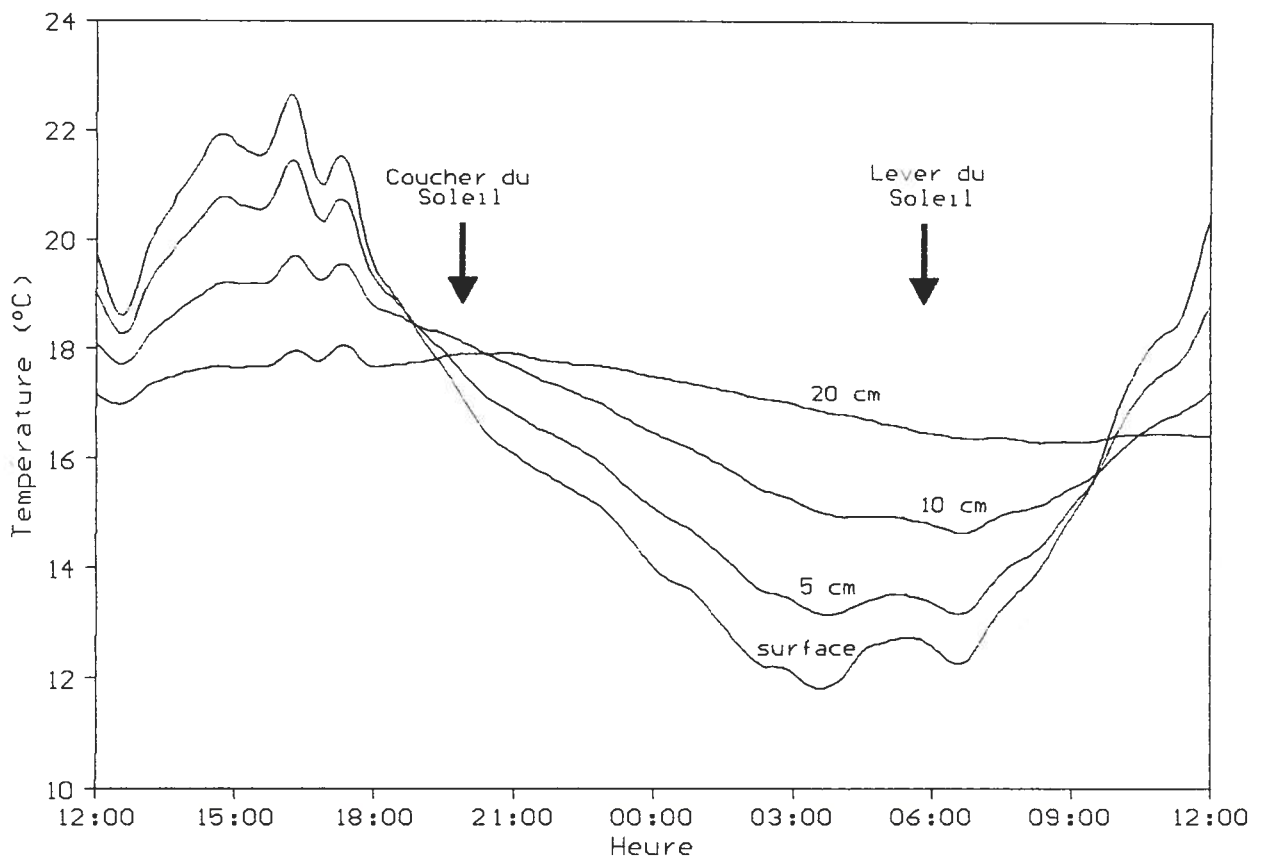


Figure 14 - Relation entre le rayonnement solaire incident et les températures à différentes profondeurs dans le sol (exemple du 18 août).

valeur dépasse tous les exemples qu'on peut trouver dans la littérature sur le sujet.

Les températures dans les premiers centimètres sous la surface du sol ont des variations similaires aux températures de l'air juste au-dessus de la surface. On observe une forte diminution de l'amplitude thermique de la surface aux 20 premiers centimètres sous la surface. L'ombrage projeté par le feuillage de la rangée de pommiers voisine en fin d'après-midi engendre une réduction de température au-delà de 20 cm. L'effet d'ombrage serait perceptible jusqu'à 70 cm. Cela semble peu valable, considérant l'inertie thermique du sol, comme mentionné précédemment.

La comparaison des profils des deux sites n'a pas apporté de nouvelles informations. Le régime thermique semble similaire dans les deux cas. Les principaux faits observés sont les variations spatiales dans le mélange de l'air, qui sont aussi importantes que leurs variations temporelles pour un même site.

4.1.3 Profils de densité de vapeur d'eau

Les profils de densité de vapeur d'eau ont montré certains faits intéressants, mais prévisibles, sur l'évapotranspiration dans le verger. Une généralisation des observations est présentée à la figure 15. Les données ont révélé une évaporation en surface dès le lever du soleil jusqu'au milieu de l'après-midi (figure 15a). Le

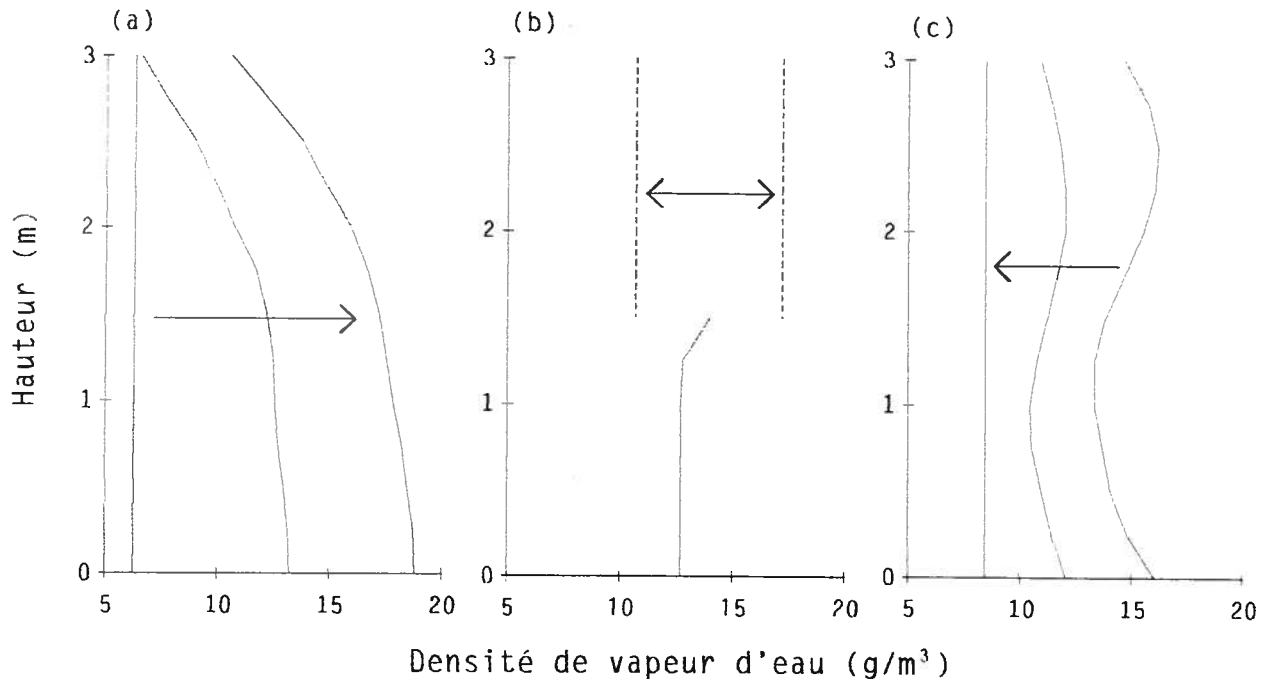


Figure 15 - Comportement général du profil d'humidité de l'air au cours d'une période de 24 heures.

gain en humidité de l'air progresse vers le haut jusqu'au début de l'après-midi. À ce moment, l'humidité dans le feuillage est plus élevée que près du sol et il présente beaucoup de variations plus ou moins régulières (figure 15b). Quelque fois, un surplus d'humidité descend sous le feuillage, laissant croire à un flux de chaleur latente dirigé vers le sol sans l'atteindre. En soirée (figure 15c), l'humidité de l'air diminue graduellement, jusqu'à former un profil droit montrant une humidité constante sur les 3 mètres. On peut croire alors à de la condensation. Le profil d'humidité constante a aussi été observé pendant le jour, possiblement lors d'averses.

La circulation d'air dans le verger n'ayant pu être suivi de façon précise, il faut déduire ses variations à partir des données de

température et d'humidité. La comparaison des courbes de température montre un faible mélange de l'air dans le feuillage. Les séries de mesures des différents niveaux montrent des variations différentes les uns des autres. Ces variations résultent principalement des échanges radiatifs entre les feuilles. Le degré de similitude entre les séries de mesures correspond donc au taux de mélange de l'air. Il est difficile de déterminer précisément la part des fluctuations attribuables à la circulation d'air.

Les courbes d'humidité montrent aussi des variations différentes pour chacune des séries de mesures. Dans ce cas, les échanges entre les feuilles et l'air sont plus complexe à expliquer, puisqu'il faut tenir compte du métabolisme des feuilles. On doit tout de même souligner que les variations nocturnes sont relativement basses par rapport aux variations diurnes. L'évapotranspiration étant réduite la nuit, l'amplitude des échanges entre les feuilles et l'air ambiant est aussi réduite.

4.1.4 Variations des températures de surface

L'analyse des données de température de surface devait permettre d'obtenir une mesure directe de l'impact des deux aménagements de la surface. La première observation qui vient des données présentées à la figure 16 est la relation entre la présence de feuillage et l'amplitude thermique de la surface du sol. Les températures minimales les plus basses coïncident, pour la plupart,

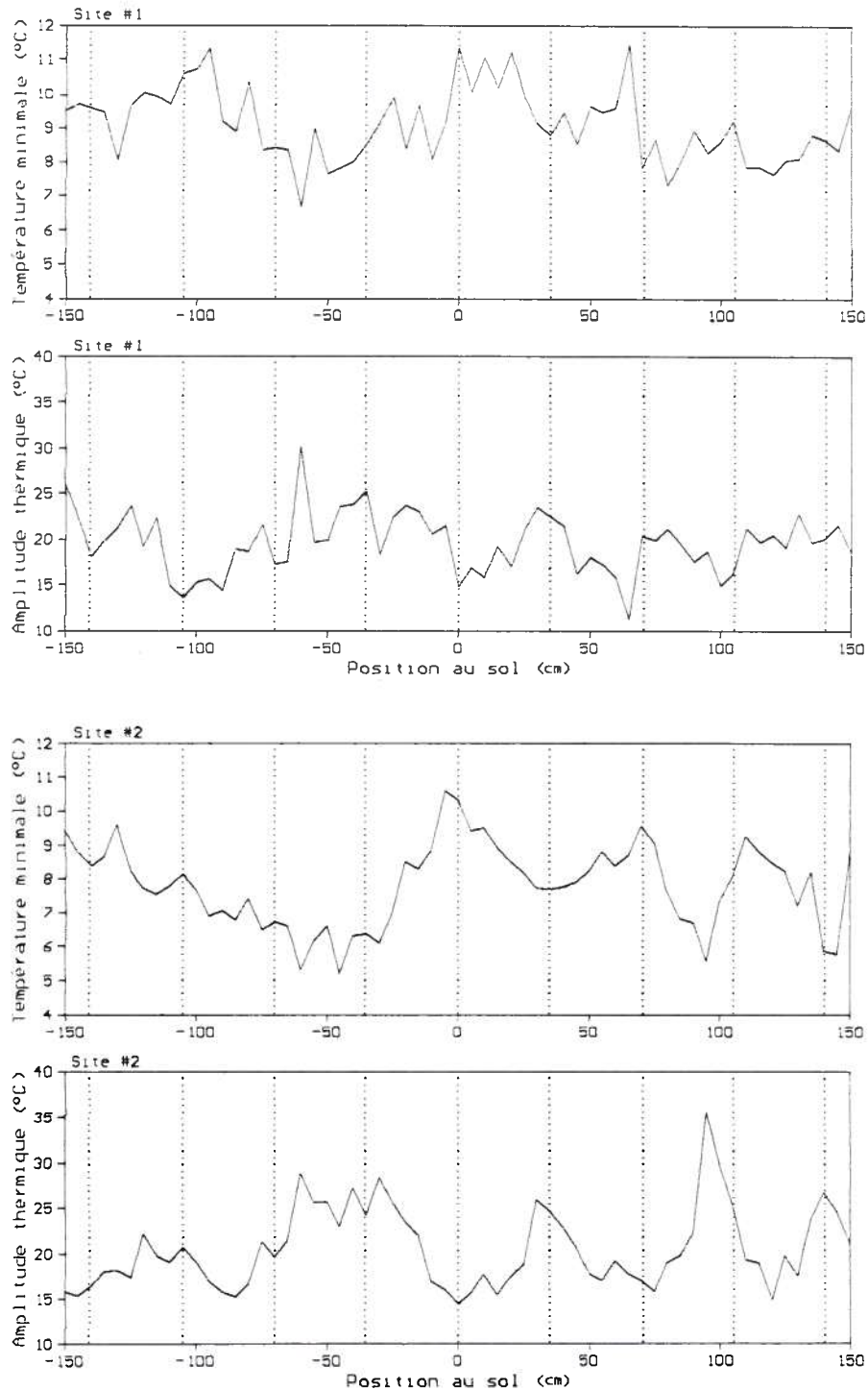


Figure 16 - Températures minimales et amplitudes thermiques pour différentes positions en surface le long d'une rangée de pommiers. Données des 10, 11, 12, 18, 19 et 20 août.

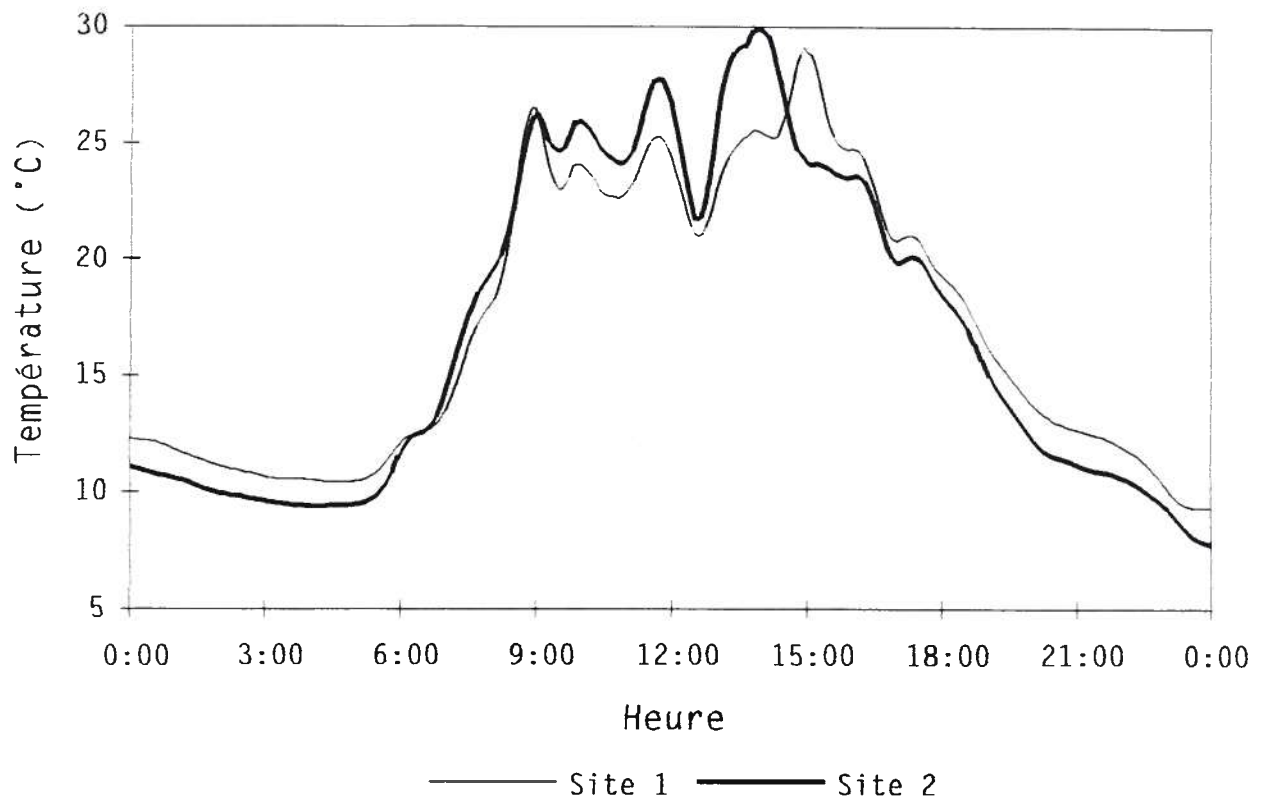


Figure 17 - Comparaison de températures nocturnes en surface pour les deux sites (exemple du 18 août).

avec une absence de feuillage au-dessus. À ces minimums, on peut associer les plus fortes amplitudes thermiques quotidiennes. En comparant les minimums des deux sites (figure 17), on remarque plus de différences dans les variations spatiales d'un même site qu'entre les deux sites. On peut donc déjà prévoir que la comparaison statistique des deux sites ne sera pas concluante.

Le phénomène de drainage d'air (vent catabatique) a été moins perceptible sur les mesures de température de surface. Les températures pour chacun des points de mesure présentent des variations indépendantes les unes des autres. On ne peut voir de refroidissement progressif associé à la descente de l'air froid le

long de la pente. La fréquence des mesures de 5 minutes y est pour beaucoup. Si on considère que le vent catabatique peut se déplacer à une vitesse de 2 à 3 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Oke, 1987), il aurait suffi d'une vingtaine de secondes pour que le front d'air froid traverse l'ensemble des thermocouples de surface.

4.2 Résultats du bilan d'énergie

Les calculs du bilan d'énergie n'ont pas donné de résultats acceptables. L'approche aérodynamique n'a pas permis d'avoir de valeurs fiables sur de longues périodes, seules quelques valeurs isolées furent obtenues pour la plupart des journées. Il était difficile de déterminer la validité de ces données. Les données brutes alternaient entre des valeurs nulles et des vitesses plus élevées. Les valeurs nulles, correspondant à une absence de vent significatif, ont produit, dans les équations 4 et 5, des gradients de vent nul, donnant des valeurs de flux nul. Il n'est alors resté que peu de valeurs à analyser.

L'approche du rapport de Bowen, ne nécessitant pas de valeurs de vitesse du vent, a donné plus de résultats différents de zéro et de façon continue. Cependant, après avoir éliminé les valeurs erronées tel que suggéré par Ohmura (1982), il n'en est resté que très peu. Les figures 18 et 19 et les tableaux 1 et 2 (pages 62 à 64) montrent tous les résultats du calcul pour la journée du 2 septembre, pour les deux sites. On y voit plusieurs exemples, comme

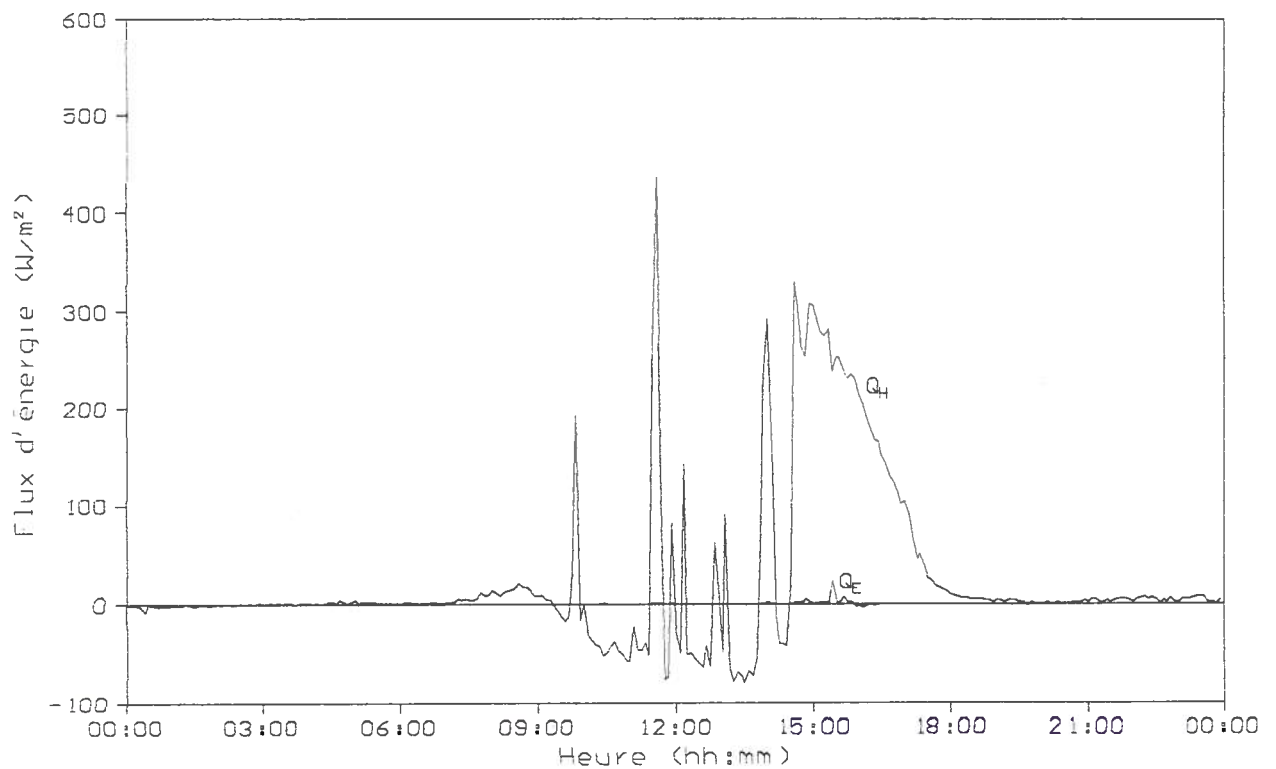
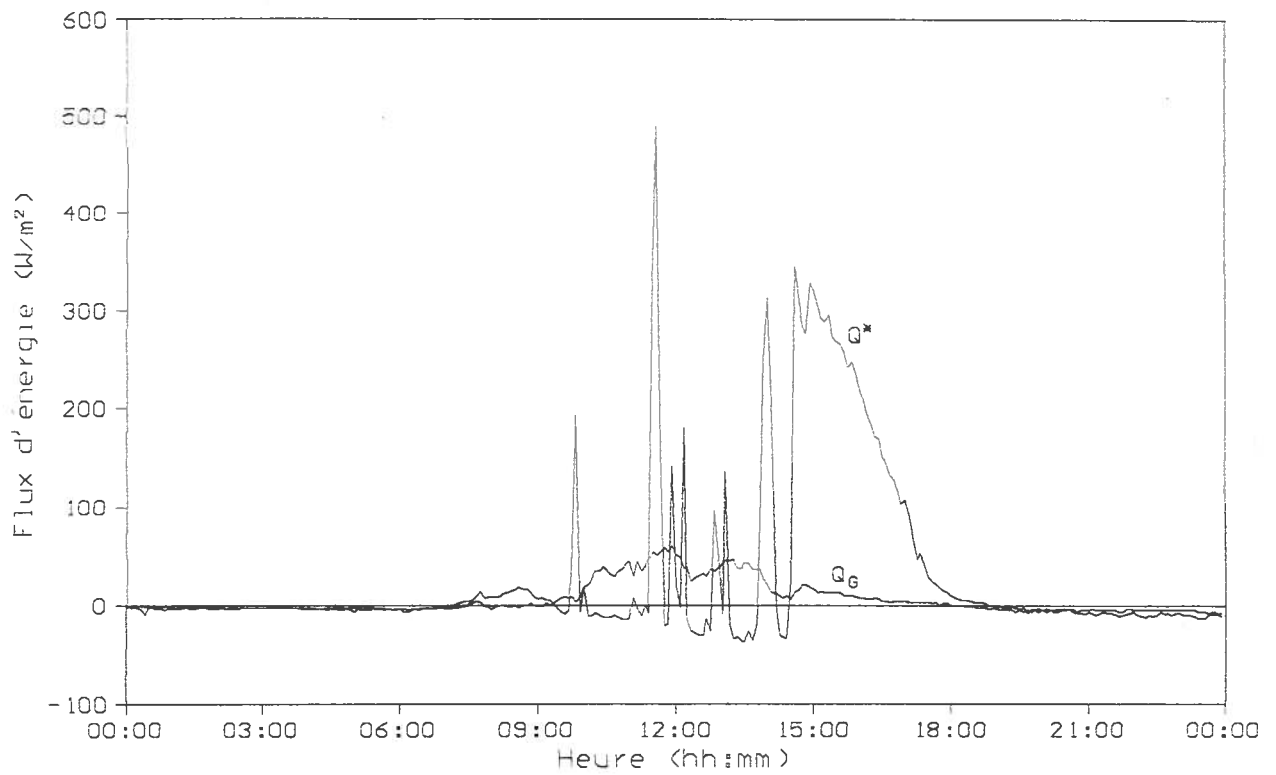


Figure 18 - Bilan d'énergie pour la journée du 2 septembre 1996 pour le site #1.

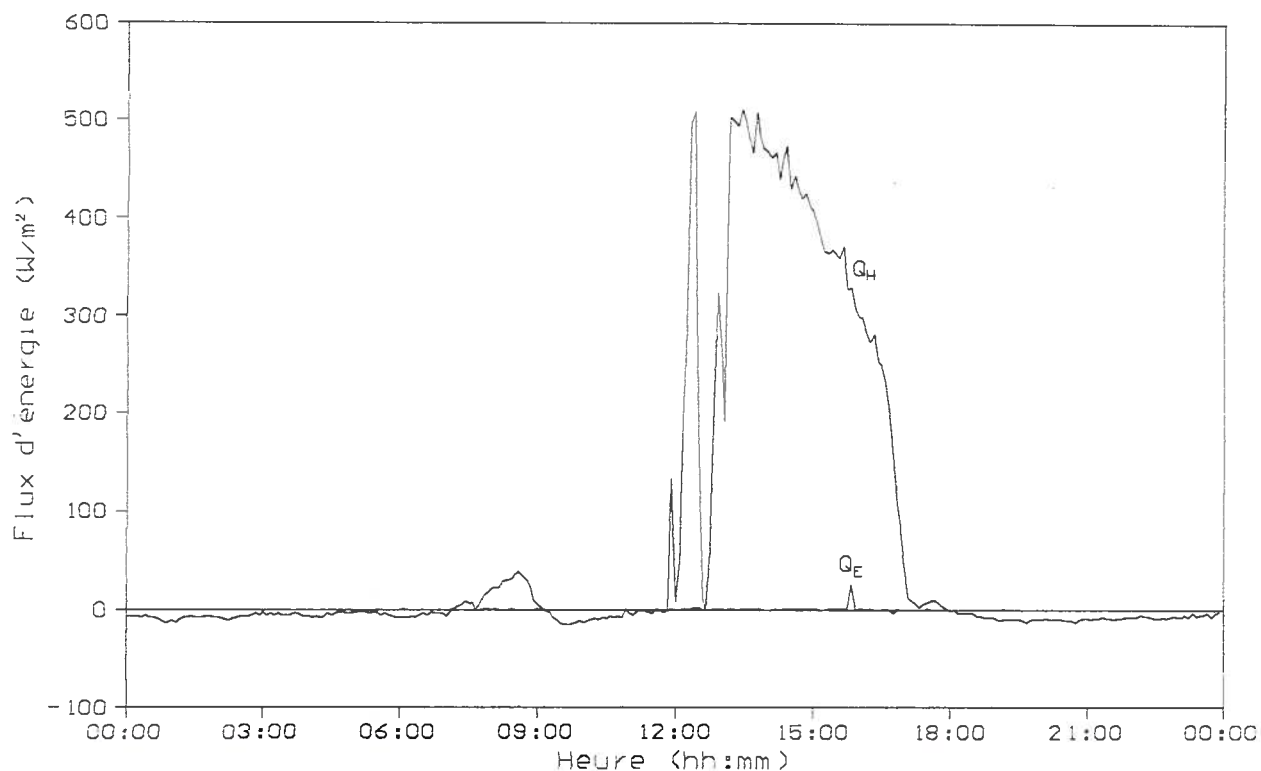
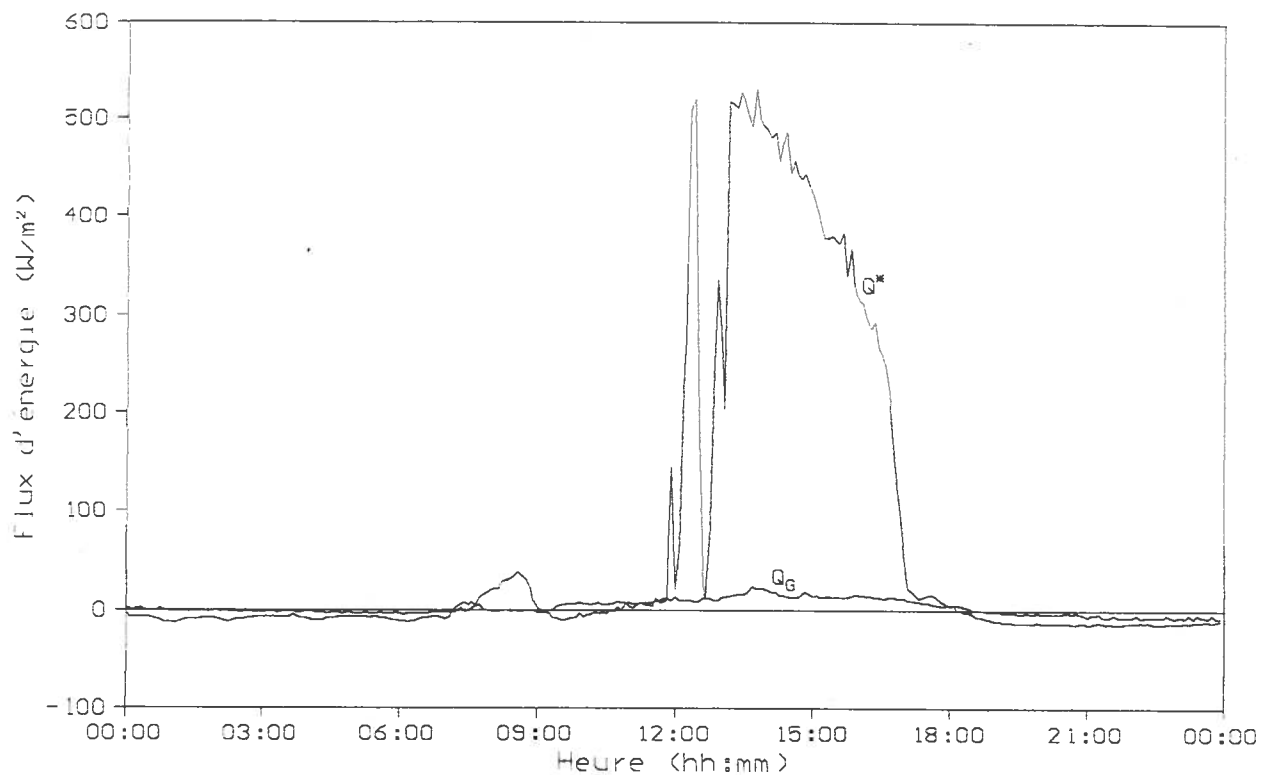


Figure 19 - Bilan d'énergie pour la journée du 2 septembre 1996 pour le site #2.

Tableau 1 - Bilan d'énergie du 2 septembre 1996 pour le site d'herbe dégagée.

Résultats	Données brutes	Moyenne ($W \cdot m^{-2}$)	Minimum ($W \cdot m^{-2}$)	Maximum ($W \cdot m^{-2}$)	Somme ($W \cdot m^{-2}$)
Q^*	288	31,16	-38,00	488,20	8974
Q_G	288	5,05	-14,10	59,36	1455
Q_H	288	25,93	-80,09	435,89	7468
Q_E	288	0,17	-3,60	23,20	47
Bilan ($W \cdot m^{-2}$)					0

Résultats conservés	Valide	Moyenne ($W \cdot m^{-2}$)	Minimum ($W \cdot m^{-2}$)	Maximum ($W \cdot m^{-2}$)
Q_H	189	7,64	-80,09	228,67
Q_E	189	-0,13	-3,60	0,07

Tableau 2 - Bilan d'énergie du 2 septembre 1996 pour le site d'herbe résiduelle.

Résultats	Données brutes	Moyenne ($W \cdot m^{-2}$)	Minimum ($W \cdot m^{-2}$)	Maximum ($W \cdot m^{-2}$)	Somme ($W \cdot m^{-2}$)
Q^*	288	69,99	-15,75	530,00	20157
Q_G	288	2,21	-8,04	23,97	636
Q_H	288	67,55	-14,95	511,97	19453
Q_E	288	0,24	-3,48	26,03	68
Bilan ($W \cdot m^{-2}$)					0

Résultats conservés	Valide	Moyenne ($W \cdot m^{-2}$)	Minimum ($W \cdot m^{-2}$)	Maximum ($W \cdot m^{-2}$)
Q_H	44	-0,06	-14,95	156,55
Q_E	44	-0,13	-3,48	1,52

peu après 3:00 pour le site #1, qui correspondent certainement au cas où le rapport de Bowen tend vers -1. Il y a d'autres exemples de cette situation au cours de la journée. L'autre source d'erreur, plus difficile à voir, est le cas où on obtient une erreur dans la direction du flux. Après avoir éliminé ces valeurs, de la façon proposée par Ohmura (1982), il n'est resté que peu de valeurs fiables (voir tableaux 1 et 2). Parmi toutes les journées où le calcul a été effectué, les données présentées dans ce rapport sont celles comportant le plus de résultats valides, selon les critères établis au départ (se référer à la section 3.3). Il est donc évident que le calcul des flux de chaleur latente et sensible acceptables n'aura pas été possible à partir des deux approches préconisées.

Il reste donc les valeurs de rayonnement net (Q^*) et de flux de chaleur du sol (Q_g). Les différentes mesures de Q^* montrent certaines variations spatiales de rayonnement, principalement dû à la géométrie du rayonnement. Il est difficile de comparer les valeurs obtenues, puisqu'une légère différence d'étalonnage entre les bilanmètres a pu modifier l'amplitude des résultats. La présence des fluctuations nous révèle quand même une différence dans le régime radiatif au-dessus de la surface. Selon que le bilanmètre soit placé du côté Nord-Est ou Sud-Ouest de la rangée de pommiers, il recevra un maximum de rayonnement incident (K_d) en avant-midi ou en après-midi, passant le reste du temps à l'ombre du feuillage. La forme des variations de rayonnement net, lorsqu'un

bilanmètre est à l'ombre, ressemble beaucoup aux variations présentées par Gay et al. (1971). La figure 20 présente quelques exemples de flux radiatif net mesurés à différents endroits pour la journée du 2 septembre. Pour le site 1, on peut voir (courbe a) le rayonnement net mesuré par un instrument sous le feuillage du côté Nord-Est de la rangée de pommiers. Les rayons solaires l'atteignent pendant la matinée et quelques-uns en début d'après-midi, par des éclaircies du feuillage. On voit aussi le rayonnement net mesuré entre deux arbres (courbe b). L'espace est suffisamment dégagé pour que l'instrument soit éclairé à ce moment. Du côté Sud-Ouest (courbe c), le bilanmètre est exposé presque exclusivement en fin d'après-midi. Pour le site 2, on voit une série de mesures prises sous le couvert d'un arbre peu feuillu (courbe d). Les deux autres courbes (e et f) correspondant à des instruments placés du côté Nord-Est, sous le feuillage (au zénith). L'angle de pénétration des rayons solaires permet quand même l'éclairement des instruments.

L'analyse du flux de chaleur du sol a montré quelques petites différences dans l'amplitude énergétique. Les flux ont été calculés à partir des température de surface et à 5 cm sous la surface. La valeur de conductivité thermique utilisée, présentée à l'annexe 1, fut la même pour les deux sites. Ainsi dans l'exemple du 2 septembre (figure 21), il ressort de la comparaison des deux sites que celui avec la surface recouverte (site 2) possède une amplitude énergétique supérieure de 40 % par rapport à celle de la surface dégagée (correspondant à $25 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$). Et pourtant, si les valeurs de

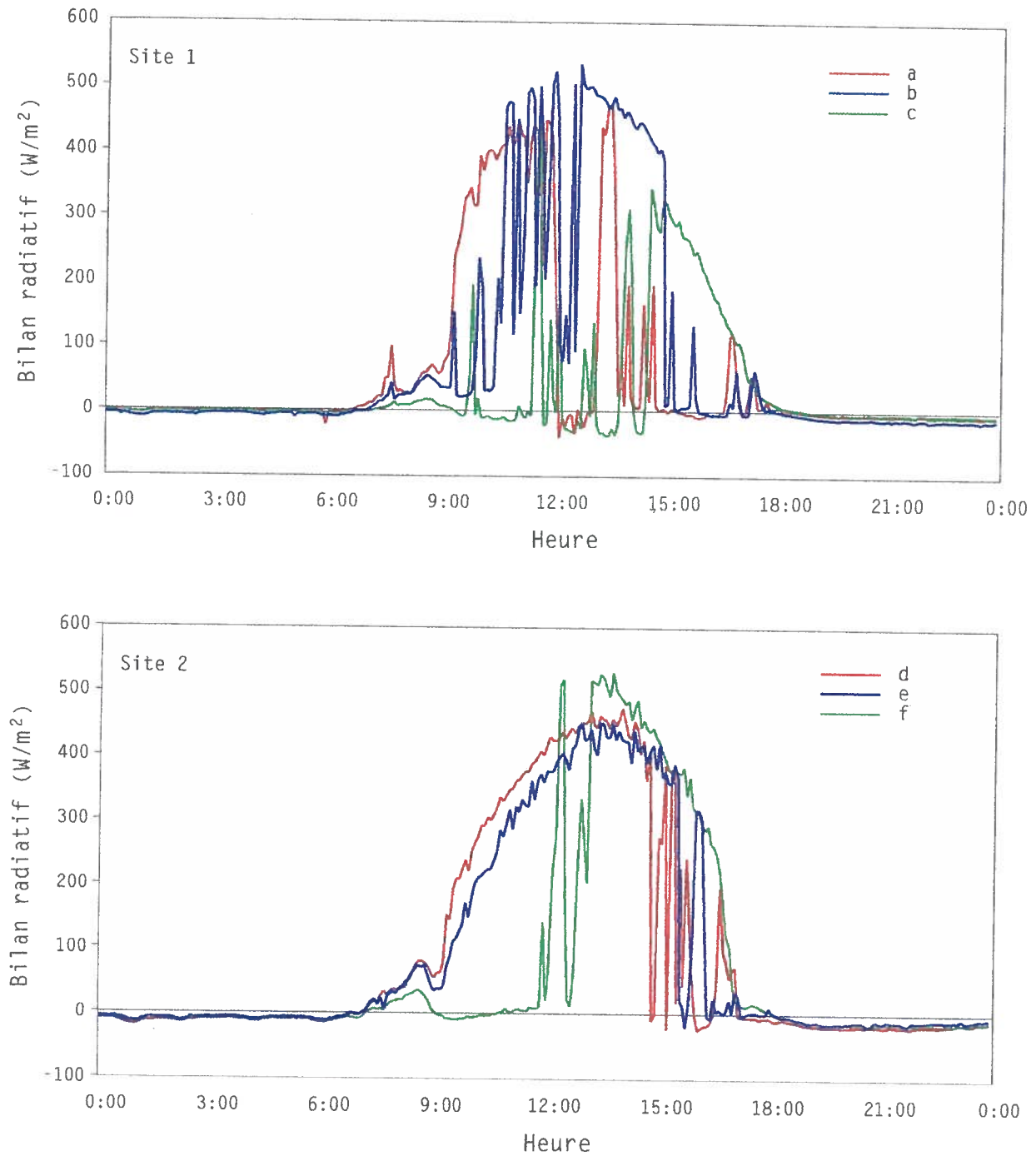


Figure 20 - Comparaison de flux radiatifs net du 2 septembre 1996 pour les deux sites. Mesures sous couvert: a, e et f; entre deux arbres: b, sous couvert du côté Sud-Ouest: c; sous couvert dégarni: d.

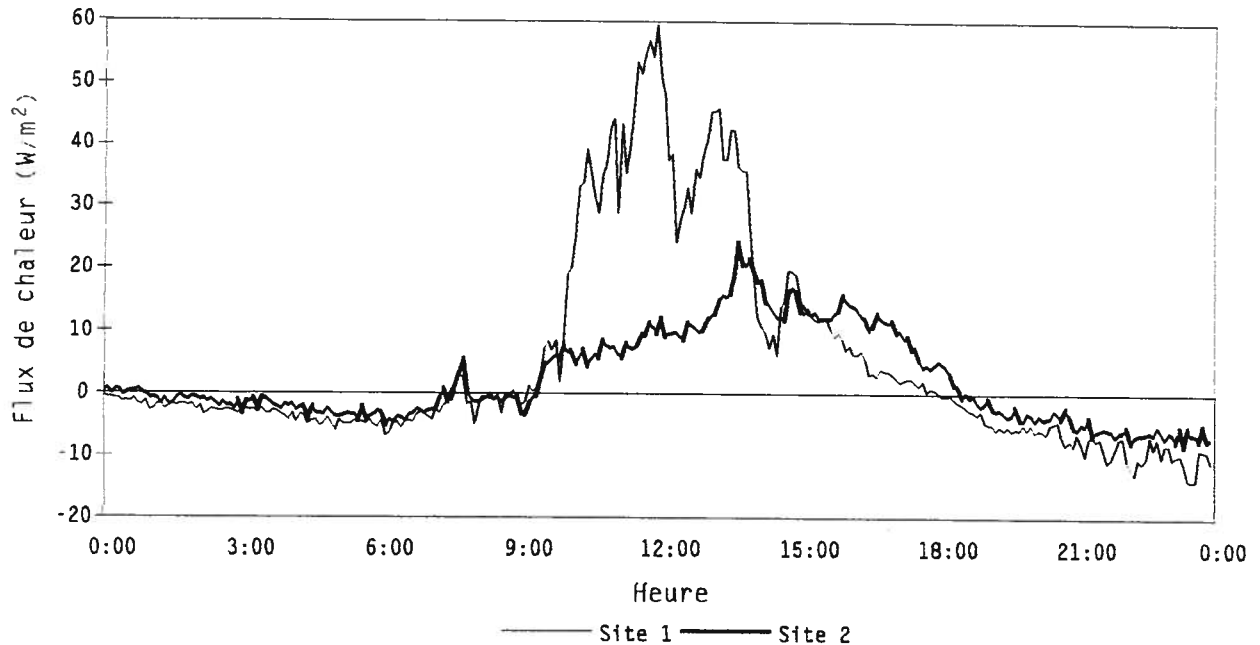


Figure 21 - Comparaison des flux de chaleur du sol du 2 septembre 1996 calculé pour les deux sites.

rayonnement net sont fiables, elles montrent qu'il y a eu une plus grande quantité d'énergie incidente à la surface du sol. Cette observation montre que l'emplacement des bilanmètres a peut-être été mal choisit. Puisqu'il n'a pu représenter un régime radiatif concordant avec les mesures liées aux flux non radiatifs. Alors, la différence observée peut s'expliquer par des différences dans l'insolation ou par la différence de transfert de chaleur à la surface. Dans une analyse détaillée de ces différences, il faudrait tenir compte de la présence des arbres, des conditions météorologiques (précipitations par rapport à assèchement) modifiant la conductivité thermique.

5. Discussion

En regroupant l'ensemble des observations présentées au chapitre précédent, il est difficile de se prononcer rigoureusement en faveur ou non de l'hypothèse formulée au début du projet. Cependant, la quantité d'information valable est suffisante pour déduire certains mécanismes d'échanges thermiques dans le milieu. Ainsi, il y a sujet à réflexion sur plusieurs éléments pouvant nous renseigner sur la validité de l'hypothèse de départ.

5.1 Impact des résidus d'herbe

Avant de confronter les hypothèses, il a fallu vérifier si les deux sites comportaient les différences significatives prévues. La surface recouverte était surtout constituée, au départ, d'herbe fraîchement coupée, et non de dépôts d'herbe de l'année précédente. Au cours de l'été, l'herbe vivante a traversé la couche d'herbe morte, de façon à réduire les différences entre les deux sites. La comparaison des gradients thermiques nocturnes pour les deux sites a montré une valeur plus élevée pour la surface dégagée que pour la surface d'herbe résiduelle. Cette différence est significative et surprenante, parce qu'elle est à l'opposé de ce qui était prévu. Elle peut s'expliquer par le vent catabatique qui aurait réduit le gradient thermique près de la surface. Ce courant d'air aurait alors eu un effet plus important pour la surface recouverte. Il est difficile de dire s'il y a un lien direct entre le mélange de l'air

et le gradient thermique, considérant le nombre d'éléments influençant différemment l'écoulement de l'air aux deux endroits (rugosité de la surface, inclinaison du terrain, etc.).

L'idée directrice du projet était de vérifier l'impact de la modification de la surface, passant par la modification de ses propriétés énergétiques. Les propriétés visées étaient la conductivité thermique et l'albédo. La variation de conductivité thermique concernait surtout la conduction de chaleur à l'interface sol-air, c'est-à-dire sur l'épaisseur de l'herbe. Une couche résiduelle d'herbe a généralement pour effet d'emprisonner l'air dans les premiers centimètres au-dessus de la surface. Or, l'air stagnant a une diffusivité thermique moindre que l'air turbulent (Oke, 1987). Cette modification permet de stocker une plus grande quantité d'énergie sous forme de chaleur dans le sol. La diffusivité thermique correspondant à l'herbe résiduelle n'a pas été déterminée. Il fut pris pour acquis que la différence entre les deux sites serait significative. Considérant l'épaisseur et la densité de la couche d'herbe aménagée, il ne fait aucun doute que l'air en contact avec la surface du sol était sans mouvement.

La modification de la surface pouvait engendrer une modification significative de l'albédo, augmentant ou diminuant ainsi la quantité d'énergie solaire pouvant être stockée dans le sol. Dans l'expérience réalisée, sur une période de quelques minutes, la différence obtenue n'était que de 1%. L'herbe dégagée avait un

albédo mesuré de 0,20, alors que celui des résidus d'herbe était de 0,19. La similitude des deux valeurs peut s'expliquer par le fait que l'herbe résiduelle était fraîchement coupée, donc s'apparentant encore à l'herbe vivante.

Ainsi, les différences des paramètres de surface sur lesquelles reposaient l'hypothèse n'ont pas été significatives. On peut donc se demander si, dans le contexte de l'expérience, les deux types de surface peuvent vraiment avoir un bilan d'énergie différent. Le premier élément considéré fut le bilan radiatif. Or, la différence d'étalonnage entre les différents instruments utilisés engendre des variations qui sont comparables aux différences attendues entre les deux sites. Le flux de chaleur du sol, par contre, montre une bonne précision et les données valides sont disponibles en bonne quantité. La valeur de conductivité thermique du sol est assez fiable, intégrant les possibles variations spatiales et temporelles de cette propriété.

La comparaison des séries de flux de chaleur du sol, tel que montré à la figure 22, montre un plus grand stockage de chaleur sur le site d'herbe dégagée. Cette différence s'est répété à plusieurs occasions parmi les journées où les conditions étaient favorables au refroidissement radiatif (voir annexe 2). Dans la majorité des cas, l'énergie stockée le jour est plus grande pour la surface dégagée. Conséquemment, l'énergie libérée la nuit est aussi plus élevée, quoique la différence soit généralement moindre que pour le

jour. La différence de stockage de chaleur est le résultat direct de la modification de la surface. Il exprime le bien-fondé de l'hypothèse formulée dans ce projet. Cette différence de stockage aurait dû être perceptible dans l'analyse des profils thermiques en début de nuit, juste avant l'apparition du vent catabatique.

L'uniformité et la conformité des deux sites aux deux types de surfaces à comparer était primordial. L'uniformité de chacune des surfaces fut généralement respectée. Quoique dans les deux cas, l'herbe était coupée environ une fois par mois, les surfaces présentaient une différence marquée avant et après une coupe. Conséquemment, les propriétés étaient variables sur une période de quelques semaines, de façon cyclique. De plus l'interface air-sol atteignait une épaisseur significative, au point de pouvoir être considéré comme un volume. La surface de référence associée aux mesures devenait donc une interface air-biosphère.

Pour la même raison, la conformité de la surface couverte de résidus ne fut pas tout le temps respecté. L'herbe longue traversait la couche formée d'herbe coupée. Il en résultait donc une surface composée des deux types de surfaces visées par le projet. Les échanges correspondent alors à une combinaison des interactions des deux types de surfaces. Ceci a pu grandement altérer l'effet de couverture du sol par l'herbe coupée, attribuable au trop grand nombre de conditions non contrôlées.

Il reste donc difficile de se prononcer en faveur ou non de l'hypothèse du projet. La plupart des éléments analysés comportent une trop grande marge d'erreur, attribuable au trop grand nombre de conditions non contrôlées. L'albédo mesuré n'était pas très différent entre les deux sites, parce qu'il fut mesuré sur une courte période. Les valeurs pourraient être plus différentes, si mesurées sur une journée complète à différents moments dans la saison.

5.2 Complexité du milieu et données recueillies

La méthodologie préconisée pour ce projet était basée sur le principe de conservation d'énergie. L'analyse des variations spatiales et temporelles des températures du sol, de l'air et de l'herbe, devait révéler l'ampleur des échanges dans le milieu. Dans ce sens, les données analysées ont bien témoigné de la complexité du milieu étudié. La plupart des résultats convergent vers une absence de gradient thermique, où du moins, des variations associées à un brassage de l'air régulier. Or, ce phénomène est directement imputable au verger. On sait déjà depuis longtemps qu'un verger, comme une forêt produit beaucoup de mélange turbulent. Néanmoins, dans des conditions très calmes, comme celles visées dans la méthodologie, on devrait s'attendre à des conditions de stabilité près du sol. Ce ne fut pas le cas, car, comme mentionné à la fin de la section 2.2, la présence du verger sur un terrain en pente favorisait le drainage de la couche d'air froid

créé par refroidissement radiatif.

La comparaison des deux types de surfaces par l'intermédiaire de leur bilan d'énergie respectifs devait permettre d'avoir un portrait complet de la dynamique associée à chacune de celles-ci. Les deux approches utilisées permettent de quantifier les transferts énergétiques verticaux, en considérant les échanges horizontaux comme négligeables. Leur utilisation donne généralement de bons résultats (Nie *et al.*, 1992). Or, dans le cas du verger, on trouve une alternance entre une surface simple et la présence d'un couvert végétal, tel que présenté au chapitre 2. La surface d'herbe entre les rangées d'arbres ne bénéficie pas de la protection du feuillage. On y trouve alors une plus grande amplitude dans les échanges énergétiques. Il se produit ainsi un gradient thermique horizontal dans l'air comme dans le sol. D'où la présence d'échanges advectifs. Ceux-ci pourraient amplifier les variations de température et d'humidité dans la couche d'air entre le sol et la base du feuillage. La représentativité du point de mesures par rapport à l'ensemble du verger est par conséquent discutable.

L'utilisation des deux méthodes choisies pour le projet suppose habituellement une certaine homogénéité horizontale du milieu (Stannard, 1997). L'utilisation de gradients, nécessitant deux points de mesures, permet d'avoir une meilleure représentativité des échanges. Cependant, la généralisation associée à ces méthodes ne peut refléter toute la dynamique du milieu. La dynamique même

des transferts d'énergie fit obstacle à leur détermination. Les données ponctuelles ayant servi aux calculs ont montré trop d'irrégularités pour être utilisables pour le calcul du rapport de Bowen.

Un site représentatif devrait normalement intégrer l'ensemble des échanges d'un milieu. Dans la présente étude, il aurait été souhaitable d'échantillonner sur une surface couvrant plus qu'une rangée de pommiers. Dans un tel milieu, où les échanges sont significatifs dans toutes les directions, on doit englober un plus grand nombre d'interactions. Dans une telle situation, il faut recueillir un plus grand nombre de données, en quantifiant séparément tous les types d'échanges qu'on y trouve. Il devient aussi important d'utiliser une méthodologie plus directe dans la quantification des flux énergétiques.

5.3 Observations pertinentes

Certaines données recueillies se sont avérées très intéressantes. Les profils de température ont montré la rapidité avec laquelle pouvait se former l'inversion thermique, ainsi que l'amplitude verticale de celle-ci. Comme on peut s'y attendre, l'épaisseur de cette couche d'air est variable. Les variations ont été observées tant dans la limite supérieure que la limite inférieure.

À partir des températures de surface, il a été possible, après

généralisation des données, de percevoir un refroidissement cyclique de la surface. La source de ce refroidissement, qu'on peut trouver sous des conditions nocturnes relativement différentes, peut venir de la dynamique même du site. Le drainage intermittent de l'air froid créé dans l'inversion thermique peut expliquer ces variations. Il reste cependant à déterminer comment l'écoulement d'air peut être discontinu.

6. Conclusion

L'idée directrice de ce projet était de vérifier l'impact d'un certain aménagement de la surface du sol sur la dynamique microclimatique d'un verger. Dans cette vérification, il fallait tenir compte de la plupart des éléments prenant part aux échanges énergétiques.

Les résultats obtenus devaient nous renseigner sur la différence des conditions thermiques pour deux types de surfaces différentes. Indirectement, on pouvait déterminer si la modification apportée à la surface serait bénéfique pour le régime thermique dans le feuillage d'un pommier, là où se développent les bourgeons. Ce projet devait permettre d'approfondir le niveau de connaissances actuel sur le microclimat de ce type de milieu.

En bout de ligne, le projet réalisé fut instructif. Il est certes décevant que certains objectifs n'aient pu être atteints. Néanmoins, certains éléments intéressants de la dynamique du milieu furent relevés.

La principale difficulté rencontrée dans la réalisation de ce projet fut d'ordre méthodologique. Comme discuté plus tôt, il fut difficile d'obtenir des résultats concluants, dû aux limites des méthodes utilisés. La méthodologie choisie aurait dû tenir compte de la grande variabilité des échanges énergétiques. Considérant

l'expérience que nous avons acquis relativement à la dynamique du milieu, il apparaît qu'il faudrait planifier une acquisition de données plus limitée pour l'atteinte des objectifs de départ, tout en réduisant le nombre de variables à quantifier. Par exemple, comme il est difficile de contrôler l'état de la surface sur une longue période, il est possible de cerner une période d'une semaine, au cours de laquelle les instruments sont pleinement opérationnels et de concentrer l'analyse sur une période de 24 heures au cours de laquelle les conditions synoptiques et locales sont favorables au refroidissement radiatif de la surface. De cette façon, on réduit considérablement la quantité de données à traiter et on s'assure de la validité des résultats.

7. Références

Andreas, E.L. (1989) Comments on "A physical bound on the Bowen ratio". Journal of Applied Meteorology, 28:1552-1554.

Avissar, R. et Mahrer, Y. (1988) Mapping frost-sensitive areas with a three-dimensional local-scale numerical model. Part II: Comparison with observations. Journal of Applied Meteorology, 27:414-426.

Bergen, J.D. (1974) Vertical air temperature profiles in a pine stand: spatial variation and scaling problems. Forest Science, 20:64-73.

Birch, E.C. et Treidl, R.A. (1973) A study of grass minimum temperatures. Technical Memoranda no. 18, Atmospheric Environment Service, Environnement Canada. 18 p.

Blackburn, W.J. et Proctor, J.T.A. (1984) Seasonal variation in the radiation regime of a dwarf apple orchard. Canadian Journal of Botany, 62:745-748.

Blanc, M.L. (1963) Protection against frost damage. W.M.O. technical note no. 51, Genève.

Bootsma, A. (1976) Estimating grass minimum temperatures from screen minimum values and other climatological parameters. Agricultural Meteorology, 16:103-113.

Bootsma, A. (1980) Frost risk survey of Prince Edward Island. Prince Edward Island Department of Agriculture and Forestry, Charlottetown, P.E.I., 35 p.

Bousquet, G. (1985) Les types de temps estivaux en Estrie. Mémoire

de maîtrise, Université de Sherbrooke, Sherbrooke, 169 p.

Carslaw, H.S. et Jaeger, J.C. (1959) *Conduction of heat in solids*. Clarendon Press, Oxford, 510 p.

Cellier, P. (1984) Une méthode simple de prévision des températures de l'air et de la surface du sol en conditions de gelées radiatives. *Agronomie*, 4(8):741-747.

Chagnon, F. (1995a) Analyse spatiale des microclimats. Rapport d'activité pédagogique (GEO 715 - Lectures dirigées), Département de géographie et télédétection, Université de Sherbrooke, 20 p.

Chagnon, F. (1995b) Conception de plaques à thermopiles de nature différentes pour la mesure du flux de chaleur du sol. Rapport d'activité pédagogique (GEO 606 - Microclimatologie: acquisition de données), Département de géographie et télédétection, Université de Sherbrooke, 50 p.

Charles-Edwards, D.A. et Thorpe, M.R. (1976) Interception of diffuse and direct-beam radiation by a hedgerow apple orchard. *Annals of Botany*, 40:603-613.

CPVQ (1991) Pommier: culture. Comité de pomiculture, Conseil des productions végétales du Québec inc., St-Foy, 67 p.

De Vries, D.A. (1963) Thermal properties of soils. *in* Van Wijk, W.R. (dir.). *Physics of plant environment*. John Wiley and sons, inc., New York, p. 210-235.

Demangeot, J. (1992) Les milieux "naturels" du globe. Collection Géographie, Éditions Masson, Paris, 276 p.

Duynkerke, P.G. (1992) The roughness length for heat and other

vegetation parameters for a surface of short grass. *Journal of Applied Meteorology*, 31:579-586.

Edling, R.J., Constantin, R.J. et Bourgeois, W.J. (1992) Louisiana citrus frost protection with enclosures and microsprinklers. *Agricultural and Forest Meteorology*, 60:101-110.

Énergie Mines et Ressources (1976) Rock Forest. Carte 21E/05-100-0201, Ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources, Gouvernement du Québec, Québec, 1 : 10 000.

Environnement Canada (1995) Données climatiques quotidiennes canadiennes. Températures et précipitations, mise à jour 1995 - Est du Canada. Environnement Canada, Ottawa. Données sur CD-ROM.

Farouki, T.O. (1986) Thermal properties of soils. *Trans Tech Publications, Series on rock and soil mechanics*, vol. 11, 136 p.

Federer, C.A. (1971) Solar radiation absorption by leafless hardwood forests. *Agricultural Meteorology*, 9:3-20.

Gay, L.W., Knoerr, K.R. et Braaten, M.O. (1971) Solar radiation variability on the floor of a pine plantation. *Agricultural Meteorology*, 8:39-50.

Geiger, R. (1965) *The climate near the ground*. 4e édition, Harvard University Press, Boston, 611 p.

Goldsworthy, W.J. et Shulman, M.D. (1984) A statistical evaluation of near-ground frost processes. *Agricultural and Forest Meteorology*, 31:59-68.

Goudriaan, J. (1989) Simulation of micrometeorology of crops, some methods and their problems, and a few results. *Agricultural and Forest Meteorology*, 47:239-258.

Granberg, H.B., Ottosson-Lofvenius, M. et Odin, H. (1993) Radiative and aerodynamic effects of an open pine shelterwood on calm, clear nights. *Agricultural and Forest Meteorology*, 63:171-188.

Hamer, P.J.C. (1983) Agricultural meteorology used to increase the efficiency of horticultural production. *Proceeding of the 21st International Horticultural Congress, Hamburg, 1982*. 2:1172-1184.

Hamer, P.J.C. (1985) The heat balance of apple buds and blossoms. Part I. Heat transfer in the outdoor environment. *Agricultural and Forest Meteorology*, 35:339-352.

Heinicke, D.R. (1966) Characteristics of McIntosh and Red Delicious apples as influenced by exposure to sunlight during the growing season. *in* Magness, J.R. (dir.). *Proceedings of the American Society for Horticultural Science*. p. 10-13.

Holtslag, A.A.M. et De Bruin, H.A.R. (1988) Applied modelling of the nighttime surface energy balance over land. *Journal of Applied Meteorology*, 27:689-704.

Huang, S.B. (1990) Agroclimatology of the major fruit production in China: a review of current practice. *Agricultural and Forest Meteorology*, 53:125-142.

Jackson, J.E. (1970) Aspects of light climate within apple orchards. *Journal of Applied Ecology*, 7:207-216.

Jackson, J.E., Sharples, R.O. et Palmer, J.W. (1971) The influence of shade and within-tree position on apple fruit size, colour and storage quality. *Journal of Horticultural Science*, 46:277-287.

Jordan, D.N. et Smith, W.K. (1995) Microclimate factors influencing the frequency and duration of growth season frost for subalpine

plants. *Agricultural and Forest Meteorology*, 77:17-30.

Kalma, J.D. et Fuchs, M. (1976) Citrus orchards. *in* Monteith, J.L. (dir.). *Vegetation and the atmosphere: case studies*. Academic Press, London, p. 309-328.

Kalma, J.D. et Stanhill, G. (1969) The radiation climate of an irrigated orange plantation. *Solar Energy*, 12:491-508.

Kersten, M.S. (1949) Laboratory research for the determination of the thermal properties of soils. ACFEL Technical Report 23, AD 712516.

Landsberg, J.J., Butler, D.R. et Thorpe, M.R. (1974) Apple bud and blossom temperatures. *Journal of Horticultural Science*, 49:227-239.

Landsberg, J.J., Powell, D.B.B. et Butler, D.R. (1973) Microclimate in an apple orchard. *Journal of Applied Ecology*, 10:881-896.

Laughlin, G.P. et Kalma, J.D. (1987) Frost hazard assessment from local weather and terrain data. *Agricultural and Forest Meteorology*, 40:1-16.

Leuning, R. (1988) Leaf temperatures during radiation frost. Part II: A steady-state theory. *Agricultural and Forest Meteorology*, 42:135-155.

Leuning, R. et Cremer, K.W. (1988) Leaf temperatures during radiation frost. Part I: observations. *Agricultural and Forest Meteorology*, 42:121-133.

Lévesque, J., Bonn, F. et Boisvert, J.J. (1979) Utilisation de la télédétection infrarouge thermique pour la détermination spatiale de phénomènes microclimatiques. Application aux gelées nocturnes.

Département de géographie, Laboratoire de télédétection, Université de Sherbrooke, Sherbrooke,

Looney, N.E. (1969) Light regimes within standard size apple trees as determined spectrophotometrically. *in* Yarnell, S.M. (dir.). Proceedings of the American Society for Horticultural Science. p. 1-6.

Lu, S., Rieger, M. et Duemmel, M.J. (1992) Flower orientation influences ovary temperature during frost in peach. *Agricultural and Forest Meteorology*, 60:181-191.

MacHattie, L.B. et McCormack, R.J. (1961) Forest microclimate: a topographic study in Ontario. *Journal of Ecology*, 49(2):301-323.

McCaughey, J.H. (1989) Energy exchange for a forest site and a clear-cut site at Chalk River, Ontario. *Le Géographe Canadien*, 33(4):299-311.

McKay, D.C. (dir.) (1992) Directives du SEA pour les stations climatologiques automatiques des agences coopératives. Service de l'environnement atmosphérique, Environnement Canada, 85 p.

McNaughton, K.G. et Black, T.A. (1973) A study of evapotranspiration from a douglas fir forest using the energy balance approach. *Water Resources Research*, 9(6):1579-1590.

Monteith, J.L. (1976a) *Vegetation and the atmosphere: Case studies*. Volume 2, Academic Press, Londres, 439 p.

Monteith, J.L. (1976b) *Vegetation and the atmosphere: Principles*. Volume 1, Academic Press, Londres, 278 p.

Monteith, J.L. et Unsworth, M.H. (1990) *Principles of environmental*

physics. 2e édition, Edward Arnold, New York, 291 p.

Nie, D., Flitcroft, I.D. et Kanemasu, E.T. (1992) Performance of Bowen ratio systems on a slope. *Agricultural and Forest Meteorology*, 59:165-181.

Ohmura, A. (1982) Objective criteria for rejecting data for Bowen ratio calculations. *Journal of Applied Meteorology*, 21:595-598.

Ohmura, A. et Fuggle, R.F. (1968) An experiment to measure the energy balance over short grass in an orchard at Mont St-Hilaire, Québec. *Climatological Bulletin*, 4:1-20.

Oke, T.R. (1987) *Boundary layer climates*. 2e édition, Routledge, New York, 435 p.

Palmer, J.W. (1977) Diurnal light interception and a computer model of light interception by hedgerow apple orchards. *Journal of Applied Ecology*, 14:601-614.

Palmer, J.W. et Jackson, J.E. (1977) Seasonal light interception and canopy development in hedgerow and bed system apple orchards. *Journal of Applied Ecology*, 14:539-549.

Parent, S. (1989) *Dictionnaire des sciences de l'environnement*. Éditions Broquet inc., L'Acadie, 748 p.

Philip, J.R. (1987) A physical bound on the Bowen ratio. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 26:1043-1045.

Plamondon, A.P., Ouellet, D.C. et Déry, G. (1980) Effets de la scarification du site sur le micro-environnement. *Canadian Journal of Forest Research*, 10:476-482.

Proctor, J.T.A., Kyle, W.J. et Davies, J.A. (1972) *The radiation*

balance of an apple tree. Canadian Journal of Botany, 50:1731-1740.

Proctor, J.T.A., Kyle, W.J. et Davies, J.A. (1975) The penetration of global solar radiation into apple trees. Journal of the American Society of Horticultural Science, 100(1):40-44.

Pukkala, T., Becker, P., Kuuluvainen, T. et Oker-Blom, P. (1991) Predicting spatial distribution of direct radiation below forest canopies. Agricultural and Forest Meteorology, 55:295-307.

Rees, W.G. et James, S.P. (1992) Angular variation of the infrared emissivity of ice and water surfaces. International journal of remote sensing, 13(15):2837-2886.

Reifsnyder, W.E., Furnival, G.M. et Horowitz, J.L. (1971) Spatial and temporal distribution of solar radiation beneath forest canopies. Agricultural Meteorology, 9:21-37.

Renaud, G. et Singh, B. (1991) Estimation des flux de chaleurs latente et sensible à partir de l'énergie radiante pour certaines surfaces: Nouveau-Québec. Bulletin Climatologique, 25(1):35-46.

Renquist, A.R. (1985) The extent of fruit bud radiant cooling in relation to freeze protection with fans. Agricultural and Forest Meteorology, 36:1-6.

Ripley, E.A. et Redmann, R.E. (1976) Grassland. *in* Monteith, J.L. (dir.). Vegetation and the atmosphere: case studies. Academic Press, London, p. 349-398.

Saxton, W.L. et McCaughey, J.H. (1988) Measurement considerations and trends in biomass heat storage of a mixed forest. Canadian Journal of Forest Research, 18:143-149.

Schaefer, V.J. et Day, J.A. (1996) *Atmosphère: guide d'interprétation des phénomènes*. Traduction de M.C. Rochon, Éditions Broquet inc., L'Acadie, 358 p.

Sharratt, B.S. et Glenn, D.M. (1988a) Orchard floor management utilizing soil-applied coal dust for frost protection. Part I. Potential microclimatic modification on radiation frost nights. *Agricultural and Forest Meteorology*, 43:71-82.

Sharratt, B.S. et Glenn, D.M. (1988b) Orchard floor management utilizing soil-applied coal dust for frost protection. Part II. Seasonal microclimate effect. *Agricultural and Forest Meteorology*, 43:147-154.

Stannard, D.I. (1997) A theoretically based determination of Bowen-ratio fetch requirements. *Boundary-Layer Meteorology*, 83:375-406.

Suckling, P.W., Davies, J.A. et Proctor, J.T.A. (1975) The transmission of global and photosynthetically active radiation within a dwarf apple orchard. *Canadian Journal of Botany*, 53:1428-1441.

Terjung, W.H. et O'Rourke, P.A. (1982a) The effects of changing solar angles, cloud regimes, and air temperatures on the temperatures of contrasting surfaces. *Boundary-Layer Meteorology*, 24:269-279.

Terjung, W.H. et O'Rourke, P.A. (1982b) The relative effect of solar altitude on surface temperatures and energy budget components on two contrasting landscapes. *Boundary-Layer Meteorology*, 24:67-76.

Turrell, F.M. et Austin, S.W. (1965) Comparative nocturnal thermal budgets of large and small trees. *Ecology*, 46(1-2):25-34.

Verwijst, T., Elowson, S., Li, W. et Leng, G. (1996) Production losses due to a summer frost in a *Salix viminalis* short-rotation forest in southern Sweden. Scandinavian journal of forest research, 11:104-110.

Wagner-Riddle, C., Gillespie, T.J. et Swanton, C.J. (1996) Rye mulch characterization for the purpose of microclimatic modelling. Agricultural and Forest Meteorology, 78:67-81.

Yerg, D.G. (1990) Low-frequency wind fluctuations within an irregular forest. Agricultural and Forest Meteorology, 51:123-144.

Annexe 1 - Quantification de la conductivité thermique

1. Revue de théorie

Par définition, la conductivité thermique est la quantité de chaleur se déplaçant, pendant une période donnée, à travers une surface de référence du sol sous un gradient de température appliqué dans la direction du transfert de chaleur (Farouki, 1986). Cette propriété s'exprime, selon le système international d'unités, en $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$.

Cette propriété du sol est particulièrement difficile à déterminer. Le transfert de chaleur par conduction est le mécanisme prédominant, cependant le transfert s'effectue aussi par convection libre (attribuable à un gradient thermique), par convection forcée (attribuable à un gradient de pression) et par rayonnement (Farouki, 1986). Cette particularité du sol par rapport à un corps solide homogène vient de sa composition de divers matériaux granulaires et de sa porosité (De Vries, 1963). Le tableau 3 présente les valeurs typiques des principales composantes du sol. On remarque qu'elles possèdent toutes une conductivité thermique différente les unes des autres.

La porosité d'un sol joue un rôle important dans la variabilité de sa conductivité thermique, puisqu'elle détermine la quantité d'eau que ce sol peut contenir. Ainsi, plus la porosité est élevée, plus

Tableau 3 - Valeurs de conductivité thermique tirés de De Vries (1963) et converties par Farouki (1986).

Constituants	$k \text{ (W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1})$
Matière minérale [†]	2,9
Matière organique [†]	0,25
Eau	0,6
Air calme	0,026

[†] Les valeurs pour la matière minérale et la matière organique sont des moyennes.

la différence entre la conductivité du sol saturé et celle du sol sec sera grande. La quantité et l'état de l'eau dans le sol (solide, liquide ou gazeux) jouent une part importante dans son comportement thermique, parce que le gradient thermique provoque des mouvements d'humidité, de sorte que l'humidité va tendre à se redistribuer elle-même lorsque la température change (De Vries, 1963; Farouki, 1986).

La structure du sol est aussi importante parce qu'elle implique un certain arrangement des particules solides, les unes par rapport aux autres, et une certaine orientation en rapport avec la direction du transfert de chaleur (Farouki, 1986). On sait aussi par Kersten (1949, cité dans Farouki, 1986) que la température influence la conductivité thermique, puisqu'il a observé une variation de 4 % sur l'étendue de 4 à 21°C.

Tous ces éléments viennent compliquer la détermination de cette propriété. De Vries (1963) a montré qu'il est possible d'estimer

théoriquement la conductivité thermique du sol en connaissant sa composition minérale, sa porosité et sa teneur en eau. Il a aussi mentionné qu'il était possible de l'estimer à l'aide de courbes de rétention d'eau.

2. Méthode de la sonde thermique

Farouki (1986) a présenté plusieurs méthodes permettant de déterminer la conductivité thermique du sol, par mesure ou par calcul. La méthode choisie est celle utilisant une sonde thermique, parce qu'elle donne de bons résultats pour des moyens techniques peu compliqués. Elle consiste à utiliser une cartouche chauffante produisant de l'énergie thermique à un taux constant, ainsi qu'un capteur thermique (thermocouple ou thermistor). Le taux de réchauffement de la sonde dépend alors de la conductivité thermique du milieu environnant. La formulation mathématique décrivant le lien entre l'énergie thermique émise par la cartouche et son réchauffement est présentée par Carslaw et Jaeger (1959). L'équation 24 est une formulation simplifiée présentée par Farouki (1986).

$$k = \frac{q}{4 \pi (T_2 - T_1)} \cdot \ln \frac{t_2}{t_1} \quad (24)$$

où q est le flux de chauffage par unité de longueur de la source ($\text{W} \cdot \text{m}^{-1}$). On remarque que, dans cette équation, la partie logarithmique peut aussi s'écrire de la façon suivante:

$$\ln \frac{t_2}{t_1} = \ln t_2 - \ln t_1 \quad (25)$$

en remplaçant 25 dans 24, on obtient:

$$k = \frac{q}{4 \pi} \cdot \frac{\ln t_2 - \ln t_1}{T_2 - T_1} \quad (26)$$

où la partie de droite est l'inverse de la pente moyenne entre les temps t_1 et t_2 d'une courbe du réchauffement en fonction du logarithme du temps. Il suffit alors de remplacer cette partie par la valeur de la pente (m) obtenue par régression linéaire.

$$k = \frac{q}{4 \pi m} \quad (27)$$

De plus, le flux de chauffage par unité de longueur de la source peut être calculé approximativement par le rapport de la différence de potentiel au carré (V^2) sur la résistance (R) et la longueur de la sonde (l).

$$k = \frac{V^2}{4 \pi m R l} \quad (28)$$

On obtient ainsi une valeur de conductivité thermique apparente tenant compte des différents transferts de chaleur présents dans les conditions de l'expérimentation.

Bussière *et al.* (1992) ont mentionné que l'utilisation d'une telle méthode nécessite la formulation des deux hypothèses suivantes:

1. le sol est homogène, isotrope et de dimension infinie;
2. la température du sol est uniforme et stable avant le chauffage.

Ces conditions ne peuvent cependant pas toujours être respectées. On sait que le sol est un milieu hétérogène et que ses constituants peuvent être variables à l'échelle de quelques centimètres. La solution proposée par Bussière *et al.* (1992) est d'utiliser une sonde de dimension suffisante afin d'intégrer les variations locales. On sait aussi, qu'au cours d'une journée, les variations de rayonnement net (Q^{\dagger}) à la surface du sol induit des variations de température dans le sol. Bussière *et al.* (1992) suggèrent de comparer la température de la sonde à la température d'une partie de sol non affectée par le réchauffement, afin d'intégrer les variations naturelles de température du sol.

3. Description de l'instrument utilisé

La cartouche chauffante utilisée est distribuée par la compagnie OMEGA Engineering, Inc. (numéro de catalogue: CSS-01110/120). Elle est d'une longueur de 2,54 cm (1") et d'un diamètre de 0,32 cm (1/8"). Un thermocouple de type cuivre-constantan (OMEGA Engineering, Inc.: TG-T-40) fut collé sur sa paroi. La réponse de la cartouche en fonction de la différence de potentiel soumise fut testée en laboratoire. Les tensions utilisées étaient de 12, 18 et 24 volts. On peut voir la correspondance tension vs. température

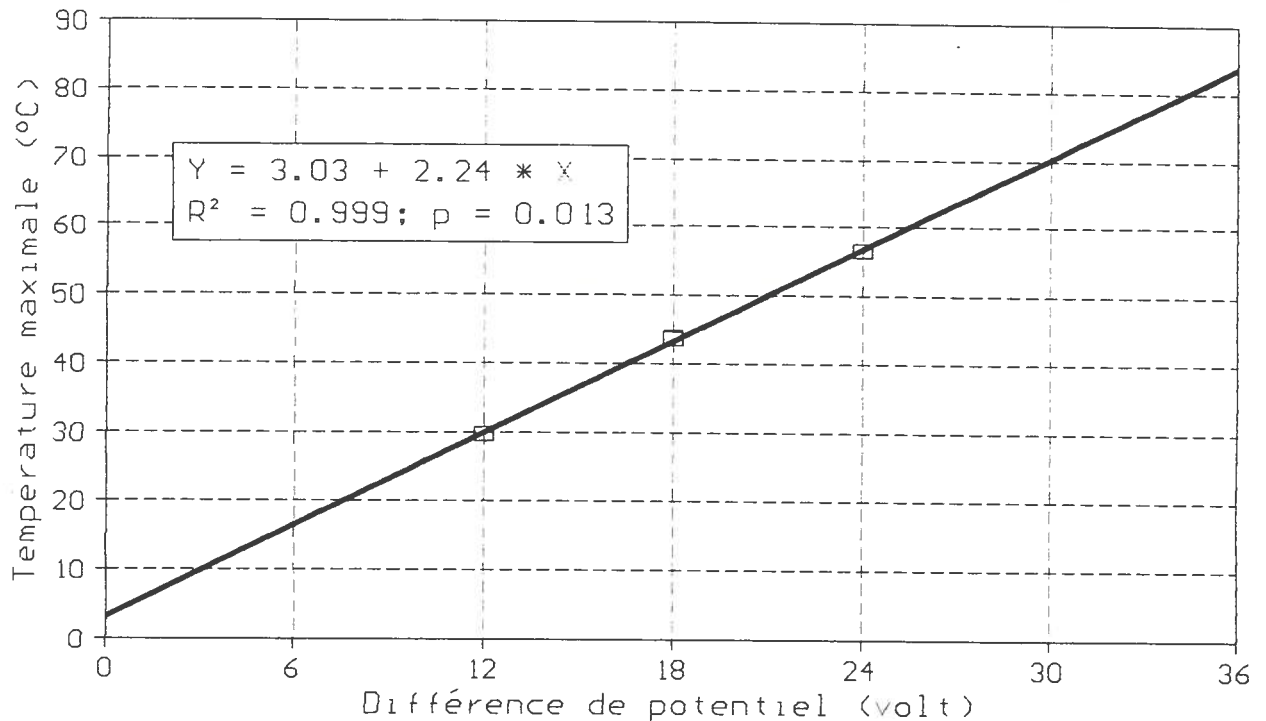


Figure 22 - Courbe de réponse thermique de la cartouche en fonction de la différence de potentiel soumise.

maximale dans la figure 22. À une température ambiante de 22 à 23 °C, la cartouche atteignait une température maximale d'environ 2,25 °C par volt pour l'étendue de différence de potentiel de 12 à 24 volts. Ainsi, la droite de régression obtenue a permis de déterminer la tension à soumettre à la cartouche lors des mesures *in situ*.

4. Calcul de la conductivité thermique du sol

Les mesures de conductivité thermique ont été effectuées le 9 septembre 1996, sur le site 1. La journée fut généralement ensoleillée, fraîche et sans précipitation. Les conditions étaient donc peu favorables à un changement dans la teneur en eau du sol,

pour la durée de l'expérience. Comme l'instrument est construit de façon à intégrer les variations spatiales de conduction thermique et que l'opération nécessite quelques heures, l'opération ne fut réalisée que sur un site. D'ailleurs la différence entre les deux sites n'affectait pas la capacité du sol à transférer la chaleur stockée.

La sonde ainsi que le thermocouple de référence furent placés à une profondeur de 10 cm sous la surface à une distance d'environ 45 cm l'un de l'autre. La température du sol était de 18°C, il suffisait donc de soumettre une tension de 12 volts à la cartouche pour qu'elle se réchauffe de façon significative. La différence d'environ 10°C était pleinement suffisante pour avoir une longue courbe de réchauffement. Les températures furent lues et enregistrées à toutes les 5 secondes par un système d'acquisition de données Campbell Scientific CR10. L'expérience s'est déroulée sur une période d'environ 2 heures et demie. Les courbes de température de la sonde et de la référence dans le sol sont présentées à la figure 23. Comme la sonde fut alimentée seulement quelques minutes après le démarrage du système d'acquisition de données, une partie des données furent éliminées du traitement.

L'écart entre la température de la sonde et la température de référence à 10 cm sous la surface est présenté, en fonction du temps écoulé, à la figure 24. On voit que la courbe prend une forme d'asymptote telle que présentée par Bussière *et al.* (1992). Les

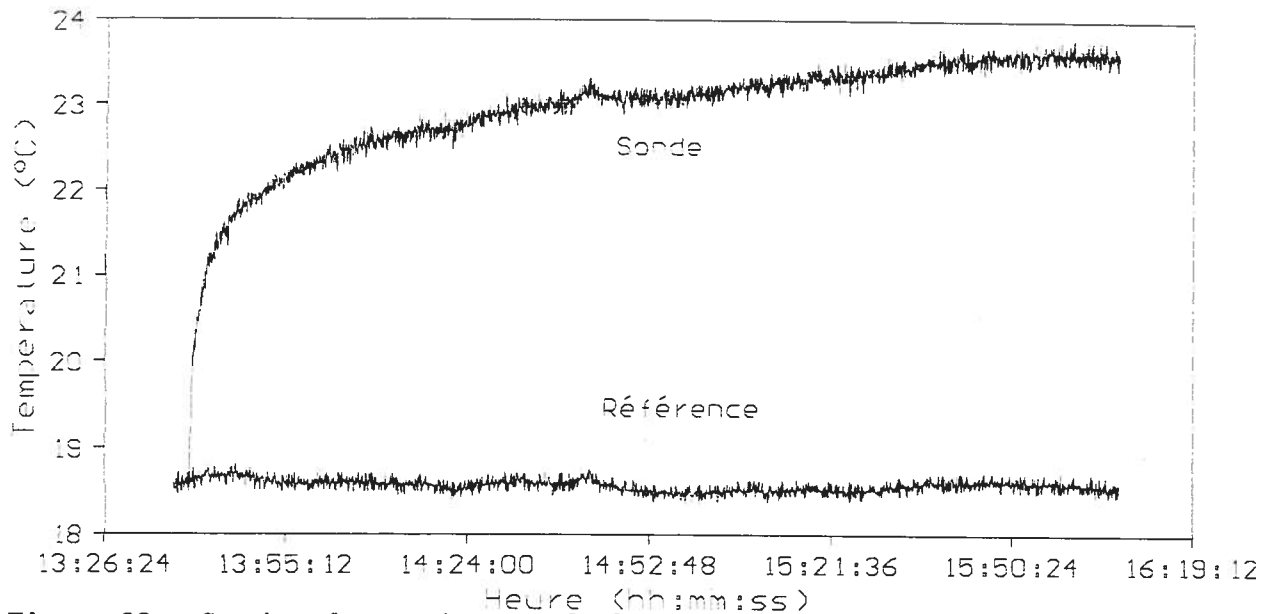


Figure 23 - Courbes de température de la sonde et du thermocouple de référence.

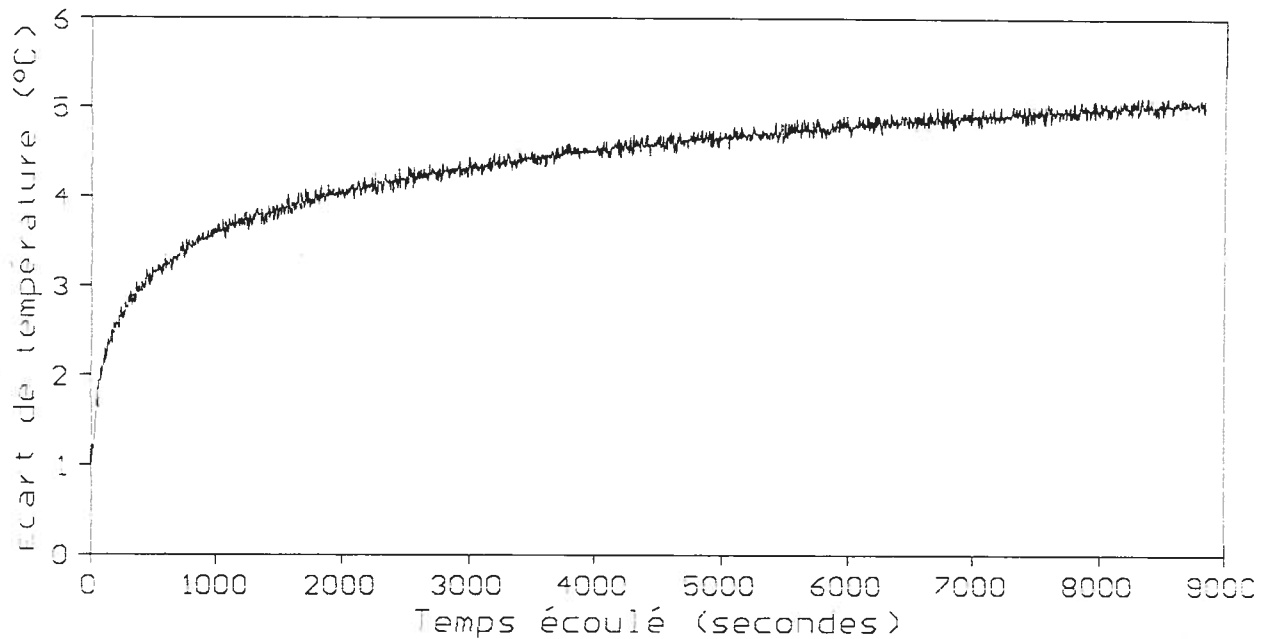


Figure 24 - Courbe de l'écart de température entre la sonde et le thermocouple de référence en fonction du temps écoulé à partir du branchement de la sonde.

fluctuations y sont minimales, voir même négligeable, ce qui laisse croire à des conditions hydriques très stables. Par la suite, afin de linéariser la distribution des résultats, le logarithme du temps écoulé fut calculé. La courbe de l'écart de température en fonction

du logarithme du temps écoulé est présenté à la figure 25. Encore une fois, elle prend une forme similaire à celle présentée par Bussière *et al.* (1992).

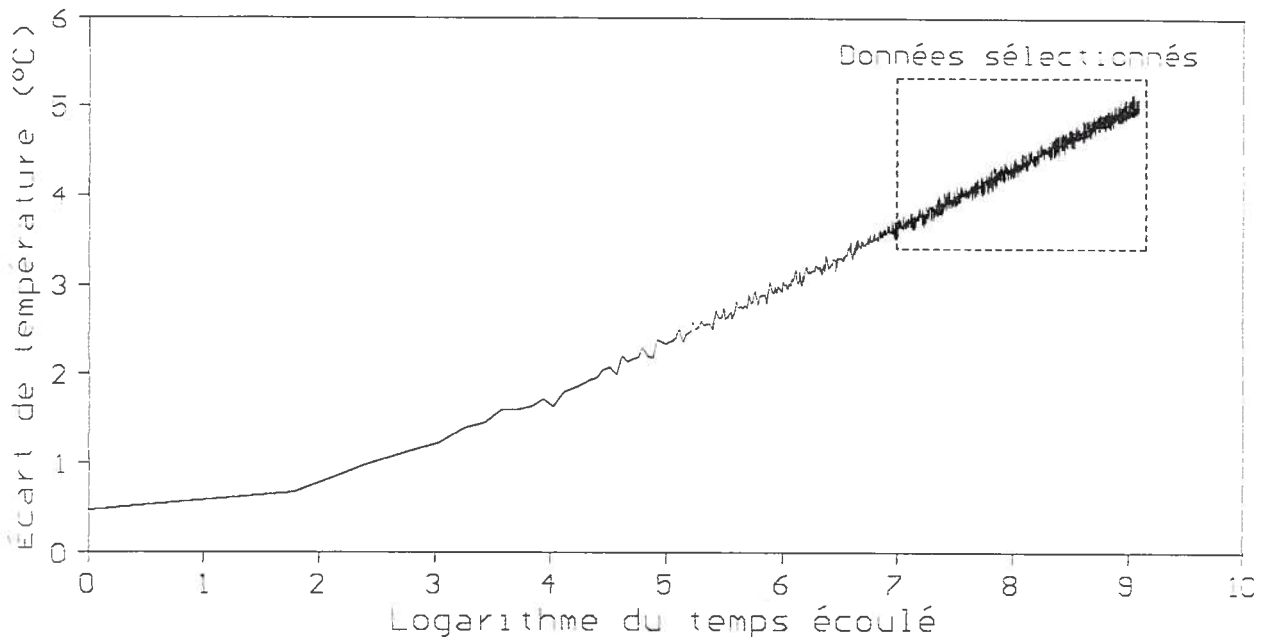


Figure 25 - Courbe de l'écart de température en fonction du logarithme (base e) du temps écoulé.

Les données soumises à la régression linéaire furent celles dont la valeur logarithmique ($\ln t$)  tait supérieure ou égale à 7. Correspondant à 1549 observations, soit plus qu'il n'en faut pour obtenir une équation de régression significative. Les résultats de cette opération sont présentés à la figure 26. La valeur moyenne calculée de la pente est de 0,674. Les données utilisées pour calculer la valeur de conductivité thermique selon l'équation 28 sont présentés dans le tableau 4.

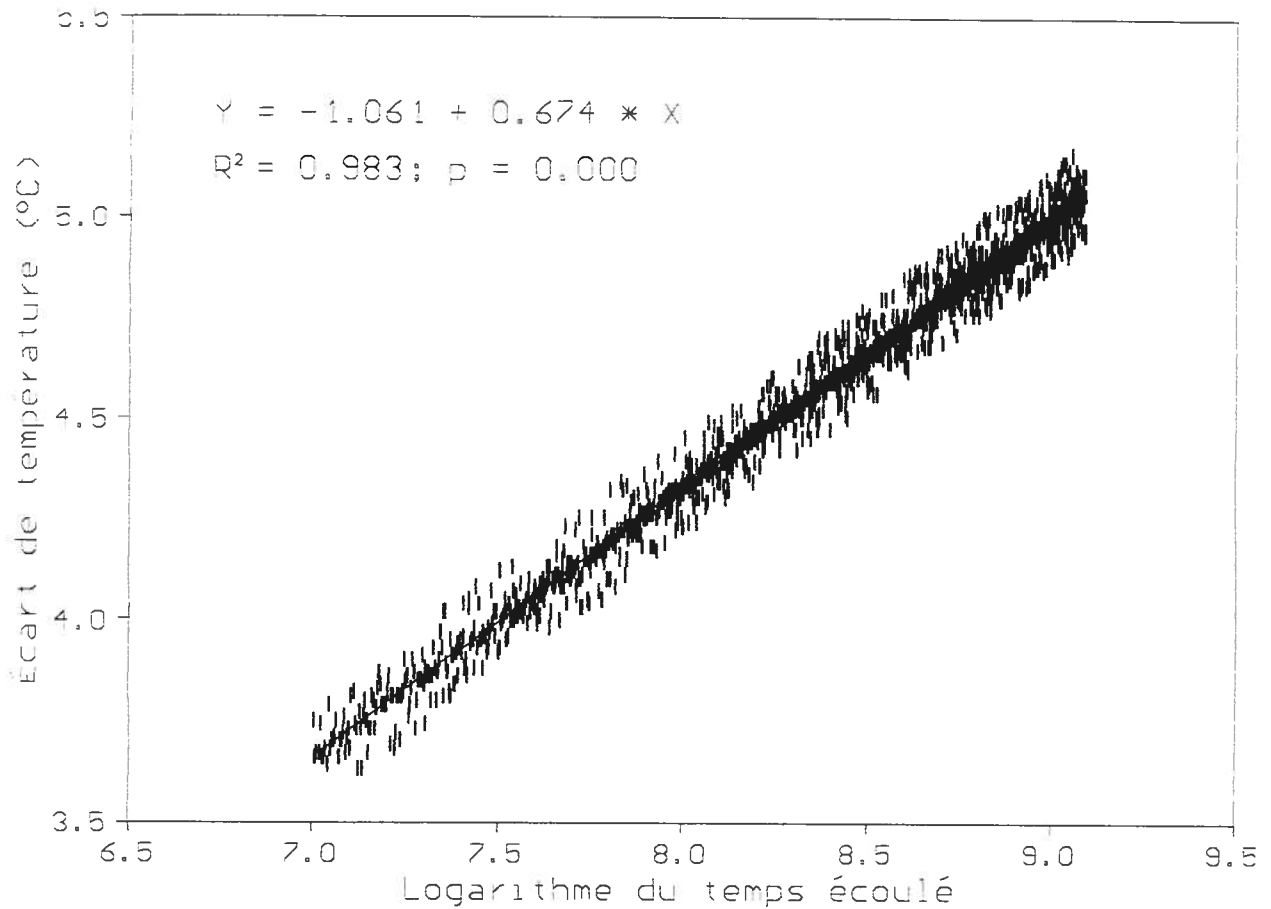


Figure 26 - Diagramme de dispersion et droite de régression linéaire de l'écart de température en fonction du temps écoulé, pour les données retenues.

Tableau 4 - Valeurs utilisés pour le calcul de la conductivité thermique.

Variables	Valeur
Différence de potentiel (V; en v)	12
Pente de la droite de régression (m; en °C)	0,674
Résistance électrique de la sonde (R; en Ω)	1340
Longueur de la cartouche (l; en m)	0,0254
Conductivité thermique calculée (W·m ⁻¹ ·K ⁻¹)	0,4995

La valeur de conductivité obtenue est comparée, à la figure 27, à différentes valeurs de références présentées dans la littérature. Elle se situe à l'intérieur des intervalles déterminés pour des sols sableux et argileux.

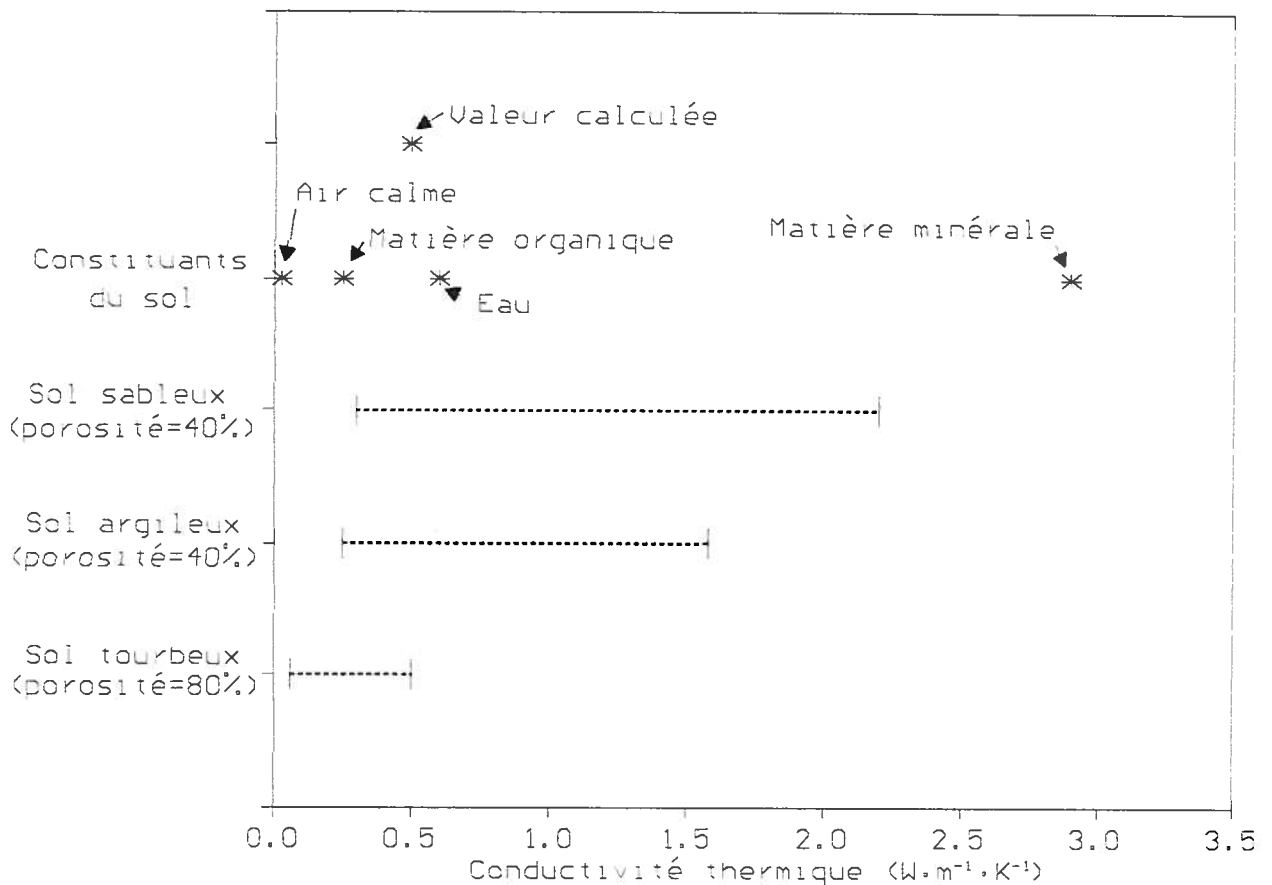


Figure 27 - Valeurs de référence de conductivité thermique pour certains types de sol (Oke, 1987), pour les principaux constituants du sol (De Vries, 1963) et valeur calculée pour le sol du verger.

Annexe 2 - Classification des conditions nocturnes

La classification des types de temps utilisée par Bousquet (1985) est présenté dans le tableau 5. Ils représentent l'ensemble des conditions qu'on peut retrouver en Estrie au cours de la saison estivale.

Tableau 5 - Classification des types de temps estivaux en Estrie (Bousquet, 1985).

Types anticycloniques

Anticyclone septentrional

Anticyclone continental

Anticyclone méridional

Types cycloniques

Cyclone d'Ouest

Cyclone du Nord-Ouest

Cyclone du Nord

Cyclone du Nord-Est

Cyclone d'Est / Sud-Est

Cyclone de Sud-Ouest

Types intermédiaires

Intermédiaire vrai

Intermédiaire cyclonique

Intermédiaire anticyclonique

Par l'analyse des cartes météorologiques quotidiennes de l'organisme américain N.O.A.A. (National Oceanic and Atmospheric Administration), j'ai pu identifier les types de masses d'air pour chacune des journées de la période d'acquisition de données. Cette identification est présentée dans le tableau 6. L'identification de certaines masses d'air comporte un sous-type n'apparaissant pas dans le précédent tableau, pour plus de détails sur ces sous-divisions, veuillez consulter l'ouvrage de Bousquet (1985).

Tableau 6 - Identification des types de temps pour la période du 18 juillet au 12 septembre 1996.

Jour Julien	Date	Masse d'air
200	18 Juillet	Anticyclone continental à trajectoire médiane
201	19 Juillet	Cyclone d'ouest à trajectoire médiane
202	20 Juillet	Cyclone de Nord-Ouest
203	21 Juillet	Cyclone de Nord-Ouest
204	22 Juillet	Anticyclone continental à trajectoire médiane
205	23 Juillet	Anticyclone continental à trajectoire médiane
206	24 Juillet	Anticyclone continental à trajectoire médiane
207	25 Juillet	Cyclone d'Ouest septentrional
208	26 Juillet	Cyclone d'Ouest septentrional
209	27 Juillet	Anticyclone septentrional
210	28 Juillet	Anticyclone septentrional
211	29 Juillet	Anticyclone septentrional
212	30 Juillet	Intermédiaire vrai
213	31 Juillet	Intermédiaire vrai
214	1 Août	Cyclone de Sud-Ouest (vent du N-E)
215	2 Août	Cyclone de Nord-Ouest

217 - 218	conditions très favorables
218 - 219	conditions très favorables
219 - 220	un peu venteux
223 - 224	un peu venteux
224 - 225	conditions nettement favorables
227 - 228	conditions calmes
230 - 231	un peu venteux et nuageux
231 - 232	conditions nettement favorables
232 - 233	un peu venteux
234 - 235	conditions nettement favorables, inversion thermique (brouillard à l'aéroport de Sherbrooke)
236 - 237	conditions favorables, peut être brume
237 - 238	venteux
239 - 240	un peu venteux
240 - 241	un peu venteux
244 - 245	conditions favorables
245 - 246	conditions favorables, un peu venteux
247 - 248	conditions favorables
249 - 250	conditions favorables
250 - 251	venteux
254 - 255	venteux
